ÜBER MELILITH-NEPHELINITE DER SCHWÄBISCHEN ALB

DISSERTATION

zur Erlangung des Grades eines Doktors

der Naturwissenschaften

dem Fachbereich Erdwissenschaften

der Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen

vorgelegt von

ULRICH SICK

aus Reutlingen

1970

ÜBER MELILITH-NEPHELINITE DER SCHWÄBISCHEN ALB

DISSERTATION

zur Erlangung des Grades eines Doktors

der Naturwissenschaften

dem Fachbereich Erdwissenschaften

der Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen

vorgelegt von

ULRICH SICK

aus Reutlingen

1970

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Tag der mündlichen Prüfung: 4.12.1970
Dekan: Prof. Dr. F. Westphal
1. Berichterstatter: Prof. Dr. W. Weiskirchner
2. Berichterstatter: Prof. Dr. W. v. Engelhardt

Druck: aku- Fotodruck, 86 Bamberg, Färbergasse 8 R

INHALTSANGABE

		Seite
1.	Einleitung	1
1.1.	Geschichtlicher Überblick	2
1.2.	Geologische Situation	2
1.3.	Altersstellung	6
2.	Die untersuchten Vorkommen	6
2.1.	Am Hofwald	7
2.2.	Autmutbach	7
2.3.	Buckleter Kapf, auch Buckleter	7
2.4.	Bölle W Brucken	7
2.5.	Sulzburgberg	8
2.6.	Künzenbrühl	8
2.7.	Sternberg	8
3.	Probenahme und Aufbereitung	8
4.	Die Gewinnung von Mineralkonzentraten	11
4.1.	Konzentrierung mit Schwereflüssigkeiten	11
4.2.	Konzentrierung mit dem Stabmagneten	11
4.3.	Konzentrierung durch Säurebehandlung	12
4.4.	Konzentrierung durch magnetische Feintrennung	12
4.5.	Konzentrierung durch Handauslese	12
5.	Gesteinsbeschreibung aufgrund von Dünnschliff-Beobachtungen	13
5.1.	Am Hofwald	13
5.2.	Autmutbach	14
5.3.	Buckleter Kapf	14
5.4.	Bölle W Brucken	15
5.5.	Sulzburgberg	16
5.6.	Künzenbrühl	16
5.7.	Sternberg	17
5.8.	Zusammenfassung	18
6.	Modaler Mineralbestand	18
6.1.	Vorbemerkungen	18
6.2.	Künzenbrühl	19
6.3.	Sternberg	19
6.4.	Weitere Bestimmungen	20

Seite

6.5. Kritische Betrachtung der Ergebnisse 20
6.6. Namenwahl und deren Begründung 22
6.7. Die Rolle der magmatischen Differentiation 22
6.7.1. Die Gewinnung von Spinell und Perowskit 23
6.7.2. Schlußfolgerung 24
6.8. Das helle Gestein vom Sternberg 25
6.8.1. Dünnschliffbeobachtungen am hellen Gestein vom Sternberg 25
6.8.2. Modaler Mineralbestand 26
6.8.3. Lichtbrechungsbestimmungen an Mineralen des Pyroxen-Nephelinits 27
6.8.4. Ausscheidungsfolge 29
6.8.5. Die Genese des Pyroxen-Nephelinits 30
7. Die Minerale des Melilith-Nephelinits 31
7.1. Olivin 31
7.2. Pyroxene 33
7.2.1. Diopsidischer Pyroxen 33
7.2.2. Titanaugit 36
7.2.3. Der Klinopyroxen der Grundmasse 40
7.3. Amphibol 42
7.4. Wollastonit 44
7.5. Melilith 45
7.6. Nephelin 53
7.7. Hydronephelit 55
7.8. Analcim 55
7.9. Granat 55
7.10. Biotit 57
7.11. Plagioklas 58
7.12. Fluorit 58
7.13. Zirkon 59
7.14. Sulfide 59
7.15. Perowskit 59
7.16. Spinell 60
7.17. Magnetit 60
7.18. Quarz 62
7.19. Korund (Saphir) 63
7.20. Glas 63

Seite

8. Chemismus, Niggli-Zahlen und normativer Mineralbestand 64
8.1. Chemische Zusammensetzung 64
8.2. Niggli-Zahlen und Magmentypus 67
8.3. Normativer Mineralbestand 71
9. Die Assimilation von Fremdgestein 73
10. Vorstellungen über den Eruptionsmechanismus ... 79
11. Zusammenfassung 81
Literaturverzeichnis 83
Anhang 91

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547612_0110

1. Einleitung

1.1. Geschichtlicher Überblick

Von den drei Vulkangebieten Südwestdeutschlands, dem Kaiserstuhl, dem Hegau und der Schwäbischen Alb, ist das letzgenannte sicherlich das morphologisch am wenigsten auffällige. Während Kaiserstuhl und Hegau völlig von den vulkanischen Ereignissen geprägt sind, sind Spuren vulkanischer Tätigkeit auf der Alb und in deren Vorland morphologisch nicht adäquat erkennbar.

Erst unmittelbar am Albtrauf treten Zeugen vulkanischer Tätigkeit deutlicher in Erscheinung. Das vulkanische Gesteinsmaterial ist hier - verglichen zu dem umgebenden Sedimentmantel - widerstandsfähiger gewesen. Auf der Albhochfläche hingegen tut sich die vulkanische Tätigkeit heute bisweilen in der Ausformung von Mulden kund, in der vielfach Siedlungen angelegt sind, da sich die Unterlage dort als wasserstauend erweist. Dies ist auf die Umwandlung der Tuffe in Tone, insbesondere Montmorillonit, zurückzuführen. Hingegen sind die magmatischen Gesteine vielfach auch schon auf der Albhochfläche als Härtlinge herauspräpariert worden. Der Umstand, daß der Albtrauf mitten durch das Vulkangebiet verläuft, versetzt uns in die Lage, Schlote vorzufinden, die ungleich tief angeschnitten sind.

So unauffällig die vulkanischen Zeugnisse der Alb sind, so wurden doch relativ früh Forscher auf sie aufmerksam. Als erster hat wohl RÖSLER (1790) den Vulkanismus der Alb richtig gedeutet. Im Jahre 1802 wurde von dem damaligen Forstgeometer NÖRDLINGER der "Basalt" vom Sternberg entdeckt und als solcher erkannt. 1824 zählt SCHÜBLER bereits 19 vulkanische Vorkommen und den "Beschreibungen der württembergischen Oberämter", die ab 1824 durchgeführt wurden, ist regelmäßig eine Aufzählung der Vorkommen beigefügt. 1839 führte v. MANDELSLOHE seine berühmt gewordene Messungen des geothermischen Gradienten im Bohrloch von Neuffen durch. Eine ausführliche Untersuchung des Vulkangebietes

wurde dann erstmals im Verlauf der geologischen Landesaufnahme von Württemberg ab 1865 gemacht. Einen umfassenden Überblick über alle bis dahin bekannten vulkanischen Erscheinungen führte schließlich BRANCO 1894 durch. Er zählt in seinem Werk 125 Vulkanschlote auf, die er vorwiegend aus geologischer Sicht beschreibt. MÖHL (1874) und STELZNER (1882) untersuchten das vulkanische Material zum ersten Mal auch mit dem Mikroskop. G.LEOPOLD (1940) teilt neue Analysen mit und stellt sie solchen aus dem Hegau gegenüber. CLOOS ging 1941 erstmals näher auf den Eruptionsmechanismus ein.

Bis in die jüngste Zeit ist eine solche Fülle weiterer Vulkanschlote entdeckt worden, daß G.WAGNER (1956) eine erneute systematische Aufnahme der Fundpunkte durchführte. Es waren bis dahin 183 Schlote bekannt geworden. In neuester Zeit ist schließlich mit der magnetischen Vermessung ein neues Element der Untersuchung hinzugekommen, so daß die Anzahl der Schlote heute schon annähernd 300 erreicht haben dürfte.

1.2. Geologische Situation

Das Kirchheim-Uracher Vulkangebiet hat ungefähr elliptische Form mit den Durchmessern 40 und 50 km. Nach unserer heutigen Kenntnis liegt es im Schnittpunkt zahlreicher Störungen und Verwerfungen. Nach Ergebnissen von Kartierungen des Geologischen Instituts der TH Stuttgart durchzieht ein meridional streichendes Verwerfungsbündel im Bereich des Vulkangebiets den Albkörper, welches zu einer größeren Störung, dem "Urach-Alpenrhein-Lineament" (SCHÖNENBERG, 1964) gehören soll. Ungefähr parallel dem Neckar verläuft im N die Bebenhäuser Grabenzone in erzgebirgischer Richtung und in das Zentrum des Vulkangebiets hinein zieht das Fildergraben-Bruchsystem. CLOOS (1941) errechnete aufgrund statistischer Überlegungen etwa 350 Störungen für das Vulkangebiet, was einer mittleren Maschenweite von 140 m entspräche. Es ist jedoch nicht nötig, für jeden Vulkanschlot eine Störung anzunehmen. Beispiele,

wie der Gutenberger Gang, wo Tuffmaterial in einer nur wenige cm breiten Kluft steckt, zeigen, daß alle Aufstiegswege benutzt werden, wenn sie frei sind.

Magnetometrische Messungen machten wahrscheinlich, daß die Form der Schlote, insbesondere in der Nähe von Störungen, nur angenähert rund ist. Der Schlotquerschnitt stellt einen Kompromiß zwischen einer Zylinderform und einer tektonisch vorgegebenen Form dar (CLOOS, 1941). Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß bei der Auswertung geophysikalischer Daten Vorsicht am Platze ist. So ist der Einfluß des Sedimentmantels auf die Isohypsen der Vertikalintensitäten weitgehend unbekannt und wenn Höhenunterschiede nicht berücksichtigt werden, muß sich ein falsches Bild ergeben. Die Schlotumgrenzungen sind daher ziemlich willkürlich festgelegt worden, zumal nicht gesichert ist, welche Isanomalen-Linie die Schlotform am ehesten wiedergibt. Unsicher ist auch der Grund für die unvermittelte Änderung des Vorzeichens der Vertikalintensitäten, die vielfach mit Magnetisierung durch Blitzschlag in Verbindung gebracht wird. Unbekannt und kaum kalkulierbar ist schließlich der Einfluß von Bohnerz-Vorkommen auf magnetische Messungen.

Aus der von G.WAGNER (1956) gegebenen Zusammenstellung ergibt sich, daß nur rund 8 % der Vulkanschlote basaltisches Gestein führen. In den meisten Fällen ist dort auch Tuff vorhanden, so daß die Annahme naheliegt, daß der Nephelinit in die bereits vom Tuff benutzten Förderwege eingedrungen ist. Der umgekehrte Fall wäre übrigens gar nicht denkbar.

Beispiele hierfür sind zahlreich. So ist der Nephelinit des Bölle W Brucken völlig von einem Tuffmantel umgeben. Vom Vulkanschlot des Kraftrain berichtet DEFFNER (1871), daß sich Nephelinit als Kern im Innern eines 32 m hohen Tuffhügels befunden habe. K.C.BERZ (1956) errechnete hieraus, daß der Basalt in etwa 600 m Tiefe unter der obermiozänen Landoberfläche steckengeblieben sei. Es scheint jedoch auch Nephelinite zu geben, denen ein solcher Tuffmantel völlig fehlt, so z.B. jener vom Sternberg,

bei dem Tuff bis jetzt nicht gefunden wurde. KEPPNER machte 1959 bei erdmagnetischen Messungen wahrscheinlich, daß Tuffschlote, bei denen Nephelinit bis jetzt nicht bekannt wurde, dieser in vielleicht nur geringer Tiefe enthalten sein könnte. So könnte nach KEPPNER (1959) einer der erdmagnetisch gefundenen Schlote in der Umgebung des Eisenrüttel ausschließlich aus basaltischem Gestein bestehen. Liquidmagmatisches Gestein ist freilich bei allen Schloten in mehr oder weniger geringer Tiefe zu erwarten.

In der Vergangenheit ist von 27 Vorkommen auch basaltisches Gestein bekannt geworden. Es darf jedoch nicht die Möglichkeit außer acht gelassen werden, daß einige Tuffe vielleicht irrtümlicherweise als "Basalt"angesprochen wurden. Eine Unterscheidung ist in einigen Fällen durchaus nicht einfach und kann nur anhand von Dünnschliffen gemacht werden. So könnte z.B. der in Partien sehr feinkörnige Tuff des Randecker Maars durchaus für "Basalt" gehalten worden sein.

In den folgenden Tabellen sind jene Fundpunkte, bei denen basaltisches Gestein bekannt geworden ist, nach ihrem Erhaltungszustand aufgeführt:

a) Nicht mehr aufgeschlossene oder nicht mehr auffindbare Vorkommen:

Bezeichnung	WAGNER-No.	BRANCO-No.
Kraftrain	10	76
Florian	30	101
Grafenberg	34	--
Bettenhard	54	96
Hoher Neuffen	58 a	--
Strohweiler Brunnen	100	--
Gutenberger Steige	105	45
Am Sägewerk	107	42
Randecker Maar	108	39

b) Schlecht erhaltene Vorkommen:

Bezeichnung	WAGNER-No.	BRANCO-No.
Autmutbach	42	100
Engelhof	95	41
Donnstetten	119	6
Zittelstatt	140	125
Eisenrüttel	143/144	38
Hofbrunnen	161	20

c) Gut und weniger gut erhaltene Vorkommen:

Bezeichnung	WAGNER-No.	BRANCO-No.
Am Hofwald	39	106
Jusi	46	55
Buckleter Kapf	55	127
Bölle/Brucken	80	49
Grabenstetten	82	126
Sulzburgberg	83	48
Künzenbrühl	85	87
Hohenbol	87	86
Gaisbühl	123	122
Dietenbühl	162	36
Sternberg	177	37

Aus den Tabellen geht hervor, daß von den 27 bekannt gewordenen Vorkommen von basaltischen Gesteinen zur Zeit überhaupt nur 16 aufgeschlossen sind und von diesen ist nur etwa gut die Hälfte in einem Zustand, der frisch zu nennen ist. In diesem Zusammenhang muß man sich daran erinnern, daß ein Abbau von basaltischem Gestein schon seit sehr langer Zeit, mindestens aber seit der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts, erfolgte. So fand wahrscheinlich schon für den Bau der römischen Straße Offenhausen-Gomadingen vulkanisches Material vom Sternberg Verwendung. Man

darf annehmen, daß von der einstigen Masse des basaltischen Gesteins nur die schlechter erhaltenen Partien übrig geblieben sind und uns zur Untersuchung zur Verfügung stehen. Als Beispiel hierfür kann das Vorkommen Bölle/Brucken angeführt werden. Der Abbau wurde hier aus der Mitte des Schlotes durchgeführt, bis schließlich fast nur noch der Tuffmantel der Ausbruchsröhre stehen blieb. Aber auch das Vorkommen Eisenrüttel kann als Beispiel herangezogen werden. Gestein des Eisenrüttel wurde seinerzeit beim Bau der Straße Urach-Münsingen verwendet, bis der Abbau etwa um die Jahrhundertwende eingestellt wurde. Die relativ kurze Zeitspanne bis heute hat genügt, um den Aufschluß für unsere Zwecke nahezu unbrauchbar zu machen.

1.3. Altersstellung

Die relative Datierung der vulkanischen Ereignisse auf der Alb hat zunächst Schwierigkeiten bereitet, da die Alb seit dem Ende des Jura keine marinen Fossilien mehr liefert. Sie gelang aufgrund von Süßwasserablagerungen besonders im Randecker Maar, die tortonisches bis sarmatisches Alter ergaben. Absolute Altersbestimmungen an Biotiten des Tuffschlots Bürzlen ergaben aber 20,4 Mio. Jahre (GENTNER & LIPPOLT in PAPENFUSS, 1964), so daß mindestens ein Teil der Vulkanschlote älter sein muß (Helvet oder Burdigal).

2. Die untersuchten Vorkommen

Die Auswahl der zu untersuchenden Vorkommen konnte sich nicht am Erhaltungszustand orientieren. Dies hätte möglicherweise im Hinblick auf Chemismus und Minderalzusammensetzung ein einseitiges Bild vermittelt und dazu geführt, daß Zentren magmatischer Aktivität nicht genügend berücksichtigt worden wären. Andererseits verdienen einige Vorkommen wie Jusi oder der Eisenrüttel eine gesonderte Untersuchung.

2.1. Am Hofwald

Das Vorkommen liegt am Südrand des Hofwalds ungefähr auf halbem Weg zwischen Kappishäusern und Neuhausen a.E. und hat die Koordinaten r 35 23 500/53 78 300 auf Blatt Metzingen 7421. In dem kleinen aufgelassenen Steinbruch ist das Material in ausgezeichneter Frische aufgeschlossen. Das Gestein ist außerordentlich zäh und völlig frei von Einschlüssen. WAGNER (1956) gibt hier auch Tuff an.

2.2. Autmutbach

NW Kohlberg springt ein mit Wiesen bedeckter Sporn gegen den Bach dieses Namens vor. Der Sporn selbst besteht aus Tuff. Steigt man den Hang hinunter, so trifft man am Ufer und im Bach selbst auf stark zersetztes basaltisches Gestein. Das Vorkommen hat die Koordinaten r 35 24 000/53 80 600 auf Blatt Metzingen 7421.

2.3. Buckleter Kapf, auch Buckleter

Das Vorkommen liegt im Wald rechts der Erms etwa auf halbem Weg zwischen Dettingen und Urach. Der ehemalige Steinbruch bietet kein sehr frisches Material, wie die zahlreichen Calcit- und Zeolith-Ausscheidungen in dem klüftigen Gestein zeigen. Auch hier ist bei WAGNER (1956) Tuff eingetragen. Die Koordinaten sind: r 35 27 800/53 75 150 auf Blatt Dettingen 7422.

2.4. Bölle W Brucken

Der ehemalige Steinbruch ist fast völlig ausgebeutet. Basaltisches Gestein kommt im wesentlichen nur noch an einer Stelle an der Wandung des mit Tuff ausgekleideten Schlotes vor. Er ist durch postmagmatische Einwirkungen nicht mehr ganz frisch. Der Schlot hat die Koordinaten r 35 32 750/53 82 200 auf Blatt Dettingen 7422.

2.5. Sulzburgberg

Das Vorkommen liegt bei Unterlenningen unweit der Steige nach Erkenbrechtsweiler. Basaltisches Gestein tritt nur an einer Stelle gegenüber dem Naturfreundehaus aus dem Tuff heraus. Da sich hier nie ein Steinbruch befunden hat, ist das oberflächennahe Gestein schon stärker zersetzt. Die Koordinaten sind: r 35 33 800/53 80 500 auf Blatt Dettingen 7422.

2.6. Künzenbrühl oder Bölle NE Owen

Der Schlot liegt unweit der Straße Owen-Teck unterhalb des Hohenbol. Das Gesteinsmaterial ist ausgezeichnet erhalten und von hoher Festigkeit. Es findet sich wieder als Kern eines tufferfüllten Schlotes. Die Koordinaten sind: r 35 34 650/53 84 600 auf Blatt Dettingen 7422.

2.7. Sternberg

Ein Steinbruch hat sich wohl unterhalb des Aussichtsturms befunden. Anstehendes Gestein kann dort aber nirgends angetroffen werden. Sehr frische Lesesteine befinden sich in der Nähe des Sternberg-Brunnens und am Weg. WAGNER (1956) gibt hier auch Tuff an; gleichwohl scheint der Schlot völlig frei von Tuff. Die Koordinaten sind: 35 28 150/53 61 950 auf Blatt Buttenhausen 7622.

3. Probenahme und Aufbereitung

Bei der Probenahme stellte sich das Problem, möglichst frisches Material von möglichst vielen verschiedenen Stellen in Mengen von einigen 10 kg zu entnehmen. Keines der Vorkommen von basaltischem Gestein ist heute noch in Abbau begriffen und bei den meisten Vorkommen - wenn sie überhaupt je abgebaut worden sind - liegt der Abbau schon 50 und mehr Jahre zurück. Hinzu kommt, daß die Masse der Gesteine, verglichen etwa mit jenen des Hegau, sehr

klein ist. Ein Abbau mußte so vielfach als nicht lohnend erscheinen und wo er durchgeführt wurde, wurde er eingestellt, sobald der Tuffmantel erreicht war. Es mußte daher von einigen Vorkommen auch etwas zersetztes Material entnommen werden. Dies muß begreiflicherweise besonders die Untersuchung der Leichtminerale erschweren, da diese der Zersetzung weit weniger standhalten, während für die Schwermineralien der Erhaltungszustand des Gesteins weniger von Belang ist. Die Entnahme von einigen 10 kg war notwendig, um möglichst homogene Proben zu erhalten, denn es stand zu befürchten, daß die Zusammensetzung wechselt. Es mußte außerdem darauf geachtet werden, daß möglichst keine Einschlüsse in die Gesamtprobe gelangten. Diese wurden schon bei der Probenahme aussortiert.

Im weiteren Verlauf wurde das Gesteins-Material auf eine Brechanlage gegeben und zerkleinert. Hierbei wurde erneut auf das Vorhandensein von Einschlüssen geachtet. Das so erhaltene Gesteinspulver hatte eine Größe kleiner 2 mm. Es wurde mittels Siebung in Korngrößenfraktionen bis herunter zu 63 µ aufgeteilt. Darunter schloß sich dann noch in einigen Fällen eine Klassierung durch Schlämmung bis 2 µ an.

Es ergab sich, daß die Gesteinspulver der untersuchten Vorkommen in hohem Maße magnetisch sind. Daher war zu befürchten, daß dieser Umstand die Untersuchung der Gesteins- und Mineral-Bruchstücke stark behindern würde. Deshalb mußte dafür Sorge getragen werden, daß die magnetischen Anteile möglichst vollständig aus den Proben entfernt würden. Anhaftende Magnetit-Teilchen hätten sonst die nachfolgende Separierung von Mineralphasen nach der Dichte unmöglich gemacht.

Um die großen Mengen der zu verarbeitenden Gesteine in einer einigermaßen vertretbaren Zeit von ihren magnetischen Bestandteilen zu befreien, wurde ein vorhandener Magnetscheider mit einem Fließband versehen, der die magnetischen Anteile kontinuierlich abschied. Dieses Fließband wird von einem umgebauten Scheibenwischer-Motor angetrieben und führt die Gesteinspulver dicht an einem Elektromagneten vorbei. Gleichzeitig betätigt

die Antriebsachse des Motors ein Relais, dessen Quecksilber-Schalter die für den Betrieb des Elektromagneten erforderlichen hohen Ströme ein- und ausschaltet. Während der ca. 1 sec. dauernden Ausschaltphase fallen die magnetischen Anteile auf die beiden Ränder des Fließbands, während sich die unmagnetischen Anteile in der Mitte befinden. Ein Probenteiler am Ende des Fließbands trennt die beiden Fraktionen und leitet sie in entsprechende Auffang-Gefäße. Da der Fließband-Motor auch während der Ausschaltphase des Magneten weiterläuft, gelangen so auch magnetische Anteile in die unmagnetische Fraktion und der Vorgang muß mehrfach wiederholt werden. Durch wiederholte Behandlung der Gesteinspulver auf dem Magnetscheider gelang es, praktisch unmagnetische Proben zu gewinnen. Je nach Korngröße wurden 70 % und mehr abgetrennt. Für die weitere Verarbeitung wurden die unmagnetischen Anteile benutzt, während die magnetische Fraktion einer gesonderten Verarbeitung zugeführt wurde.

Die so erhaltenen unmagnetischen Fraktionen wurden mit Schwereflüssigkeiten weiteren Trennungen nach der Dichte unterworfen. Als Schwereflüssigkeiten fanden Verwendung: Dibromäthan, Tetrabromäthan, Methylenjodid und Clerici-Lösung, sowie Gemische dieser Flüssigkeiten und von Clerici-Lösung mit Wasser.

In den einzelnen Dichtefraktionen ergaben sich Anreicherungen folgender Minerale:

kleiner 2,53	: alle Zeolithe, Glas und Glasresiduen
2,53 - 2,635	: Zeolithe mit Calcit, Nephelin, Quarz, Feldspat, Opal und Chalcedon, zersetzter Melilith, Fe-Oxidhydrate
2,635 - 2,73	: Hauptmenge des Calcits, wenig zersetzter Biotit, Melilith
2,73 - 2,96	: Leichtminerale mit anhaftendem Olivin, Biotit, Calcit, Wollastonit
2,96 - 3,31	: Zersetzter und unreiner Olivin, Hauptmenge des Biotits, wenig Pyroxen, Melilith
3,31 - 4,1	: Hauptmenge des Olivins, Pyroxen
größer 4,1	: Spinell, Perowskit, Magnetit, Granat

Die relativ geringe Korngröße der Mineral-Komponenten erschwerte die Gewinnung und Untersuchung außerordentlich. Bis herunter zu einer Korngröße von 63/u waren die Mineralkörner, Olivin einmal ausgenommen, stets noch mit unerwünschten Mineralbruchstücken behaftet. Melilith zum Beispiel konnte in fast allen Dichtefraktionen angetroffen werden, je nachdem, welche Mineralbruchstücke ihm anhaften, und wie gut sein Erhaltungszustand ist. Es mußten deshalb andere Wege beschritten werden, um zu reinen Mineral-Konzentraten zu gelangen.

4. Die Gewinnung von Mineral-Konzentraten

4.1. Konzentrierung mit Schwereflüssigkeiten

Zur Anreicherung der einzelnen Mineralphasen dienten vor allem Schwereflüssigkeiten. Mit ihrer Hilfe ist es möglich, Minerale nach einer in engen Grenzen konstanten physikalischen Eigenschaft - der Dichte - in den benötigten Mengen auf einfache Weise anzureichern. Olivin, der etwas zersetzt ist, kann so beispielsweise nicht in eine Analysensubstanz gelangen. Es soll jedoch nicht verschwiegen werden, daß die Verwendung von Schwereflüssigkeiten auch Nachteile haben kann. So besteht die Gefahr, daß bei Mineralen von variabler chemischer Zusammensetzung und variabler Dichte eine unerwünschte Separierung eintritt. So hätte sich sehr fayalit-armer Olivin zusammen mit zersetztem Olivin anreichern und nicht in die Durchschnittsanalyse gelangen können.

4.2. Konzentrierung mit dem Stabmagneten

Dieses Anreicherungsverfahren wurde zur Magnetit-Gewinnung angewandt. Die Fraktionen kleiner 63/u sind besonders reich an Magnetit. Am geeignetsten erwies es sich, das Gesteinspulver kurz mit viel Wasser aufzuschlämmen und den Magnetit mit dem Magneten herauszunehmen. Das so gewonnene Magnetit-Konzentrat ist jedoch noch sehr unrein. Es wurde trocken auf eine Achat-Mühle gegeben, gemahlen, erneut aufgeschlämmt und noch einmal

mit dem Magneten von den anhaftenden Mineral-Bruchstücken abgetrennt. Das so erhaltene Magnetit-Konzentrat war praktisch völlig rein.

4.3. Konzentrierung durch Säurebehandlung

Eine Säurebehandlung wurde überall dort angewandt, wo es galt, in Säuren unlösliche oder schwer lösliche Minerale anzureichern. Die Mineralpulver wurden zunächst mit kalter verdünnter HCl behandelt und schließlich in konzentrieter HCl gekocht. Nach dem Abdekantieren der löslichen Anteile wurde in konzentrierter NaOH gekocht.

In Anschluß an die Säurebehandlung wurden die Mineral-Konzentrate auf einem Sieb gerieben, um sie von den angelösten Randzonen zu befreien. Schließlich hatte eine Prüfung der Lichtbrechung zu erfolgen, die sich möglicherweise verändert haben könnte.

Dieses Verfahren wurde zur Anreicherung von Grundmasse-Pyroxen und von Spinell angewandt. Eine Veränderung der optischen Konstanten gegenüber den unbehandelten Mineralen ergab sich dabei nicht.

4.4. Konzentrierung durch magnetische Trennung

Durch die Anreicherungsverfahren mittels Schwereflüssigkeiten und mit Säurebehandlung konnte in keinem Fall ein reines Mineral-Konzentrat erhalten werden. In einzelnen Fällen - wo dies Erfolg versprach - schloß sich deshalb noch eine magnetische Trennung an. Hiermit gelingt es beispielsweise, den in der Olivin-Fraktion oft nur spärlich enthaltenen Pyroxen auf 50 % und mehr anzureichern.

4.5. Konzentrierung durch Handauslese

In allen Fällen hatte schließlich noch eine Handauslese unter dem Binokular zu erfolgen.

5. Gesteinsbeschreibung aufgrund von Dünnschliff-Beobachtungen

5.1. Am Hofwald

Das Gefüge des Gesteins ist porphyrisch. Bis 2 mm große Einsprenglinge schwimmen in einer feinkörnigen Grundmasse aus Melilith-Leisten, Nephelin und Pyroxen. Der Olivin ist andeutungsweise idiomorph; er ist offensichtlich stark korrodiert. Öfters zu beobachten sind Einschnürungen am Olivin-Kristall, die von Magnetit und besonders von Biotit ausgefüllt sind. Die gleichmäßige Auslöschung des Olivins zeigt, daß er völlig homogen und nicht zonar gebaut ist. Er ist völlig frisch und zeigt nicht die geringsten Anzeichen einer Serpentinisierung. Pyroxen hat als Einsprengling nicht ganz die Größe des Olivins. Seine anomalen Interferenzfarben und die Sanduhrstruktur weisen ihn als Ti-Augit aus. Der Pyroxen der Grundmasse ist körnig und öfters gehäuft in Nestern anzutreffen. Sein Anteil läßt sich nicht verläßlich bestimmen. Der Melilith ist ausgesprochen langprismatisch; in Querschnitten senkrecht c sehr viel seltener in etwa isometrisch. Er ist sehr frisch und seine zentralen Partien sind annähernd isotrop. Zum Rand hin steigt die Doppelbrechung und es zeigen sich die bekannten anomalen Interferenzfarben. Pflockstruktur - Anzeichen beginnender Zersetzung - wird selten beobachtet. Melilith ist fluidal angeordnet besonders in der Nähe von Olivin-Körnern. Durch niedrigere Lichtbrechung deutlich von Melilith unterscheidbar, findet sich Nephelin eingeklemmt zwischen Melilith-Leisten. Seine Menge läßt sich nicht zuverlässig bestimmen, da die Individuen außerordentlich klein sind. Das ganze Gestein ist bestäubt mit Magnetit und wohl auch mit sehr feinkörnigem Perowskit. Seine Menge ist sehr gleichmäßig über den ganzen Schliffbereich verteilt. Magnetit findet sich auch ausgeschieden an den Rändern des Meliliths. Granat schließlich ist im Schliffbereich nur sehr vereinzelt anzutreffen, aber leicht an der hohen Lichtbrechung kenntlich.

5.2. Autmutbach

Das Vorkommen Autmutbach befindet sich in einem fortgeschrittenen Stadium der Zersetzung. LEOPOLD (1940) allerdings, führt die starke Zersetzung auf hydrothermale Einwirkungen zurück. Kluftausfüllungen mit Calcit sind im ganzen Gestein häufig. Der auch hier als Einsprengling anzutreffende Olivin ist in Iddingsit umgewandelt oder durch Calcit ersetzt. Iddingsit wird hier als Begriff für ein Mineralgemenge gebraucht, das aus submikroskopischen Fe-Oxidhydraten und Tonmineralen besteht und dessen optische und röntgenographische Daten keinem Mineral zuzuordnen sind. Olivin zeigt auch in weniger zersetzten Partien keine Umwandlung in Serpentin, worauf schon LEOPOLD (1940) hingewiesen hat. Langprismatische Pyroxen-Einsprenglinge sind oft noch sehr frisch und sind nach den optischen Eigenschaften Ti-Augite. Die Grundmasse besteht aus einem schwer aufzulösenden Gewirr eines Fe-reichen Pyroxens. Melilith muß ehedem in langen Leisten vorhanden gewesen sein; er ist jetzt in eine isotrope Substanz, bei der es sich wahrscheinlich um Deeckeit handelt, umgewandelt. Die Zusammensetzung dieser Substanz ist noch nicht geklärt; "Deeckeit" wird hier im Sinne GOLLNERs (1913) gebraucht. Das ganze Gestein ist wieder gleichmäßig mit Magnetit bestäubt. Rechteckige bis strahlige Aggregate der Grundmasse sind entgegen der Auffassung LEOPOLDs wohl nicht Nephelin. Es ist anzunehmen, daß es sich hierbei um Umwandlungen verschiedenen Grades von Nephelin in Hydronephelit oder Neubildungen von Hydronephelit handelt. Das Gestein ist sehr inhomogen. Pyroxen-reiche Partien wechseln mit melilith-reichen ab.

5.3. Buckleter Kapf

Das Gestein des "Buckleter Kapf" ist ausgesprochen porphyrisch. Olivin-Einsprenglinge, die über 1 mm groß werden, schwimmen regellos in einer sehr feinkörnigen Grundmasse. Gegenüber dem Olivin erreichen die Mineralien der Grundmasse höchstens etwa

100/u. Nur sehr vereinzelt erreicht Spinell, der in seiner Größe für dieses Gestein charakteristisch ist, etwa auch die Größe des Olivins. Seine Querschnitte sind in etwa dreieckig und rotbraun durchscheinend. Olivin ist bisweilen schlierig angeordnet und zeigt auch hier keinen Zonar-Bau. Er ist stark korrodiert. Das Gestein fällt auf durch seine Vielzahl an Klüften und Spalten, auf denen sich Zeolithe gebildet haben. Dies kann nur durch starke hydrothermale Einwirkung des erkaltenden Magmas erklärt werden, welche auch den Melilith des sehr dichten Gesteins in Mitleidenschaft gezogen hat. Dieser erreicht in seiner Größe höchstens 50 - 100/u und er zeigt die bekannten Pflockstrukturen, die stets schon bis zur Mittellinie des Meliliths vorgedrungen sind. Melilith ist völlig in eine gelbliche Substanz - wohl Deeckeit - umgewandelt und zeigt nicht mehr die anomal blauen Interferenzfarben. Pyroxen kommt nur in der Grundmasse vor. Er ist sehr langprismatisch mit einem Länge-zu-Breite-Verhältnis von bis zu 1:50, wie einzelne Messungen ergaben. Pyroxen ist als wirrfaseriges Aggregat von mikroskopisch kaum noch auflösbarer Größe in der Grundmasse enthalten. Nephelin ist in der Grundmasse ebenfalls vorhanden. Jedenfalls lassen sich quadratische bis rechteckige Querschnitte geringer Licht- und Doppelbrechung als Nephelin deuten. Isotrope Flecke deuten auf das Vorhandensein von Glas. Feiner Magnetit-Staub ist über den ganzen Schliffbereich verteilt. Gelblich-braune isometrische Querschnitte hoher Lichtbrechung sind Perowskit. Insgesamt tritt in diesem Gestein die Menge des Pyroxens gegenüber dem des Meliliths stark zurück.

5.4. Bölle W Brucken

Das Gestein des Bölle hat ein porphyrisches Gefüge. Einziger Einsprengling ist korrodierter Olivin, der wieder hypidiomorph ausgebildet ist und bis über 1 mm Größe erreicht. Sein Erhaltungszustand wechselt stark je nach autohydrothermaler Einwirkung. Einzelne Partien der Olivine sind in Magnetit und Iddingsit umgewandelt, besonders randlich und von Spaltrissen ausgehend. Vorherrschendes Mineral der Grundmasse ist stark zer-

setzter Melilith, der hier bis 1 mm Länge erreicht. Melilith ist vom Rand her fortschreitend in Deckeit umgewandelt. Einige besser erhaltene Körner zeigen dunkelblaue Interferenzfarben und sind fast isotrop. Melilith ist besonders in der Nähe von Olivin-Körnern fluidal angeordnet. Allgemeine Vorzugsrichtungen fehlen jedoch. Kurzprismatischer Pyroxen tritt gegenüber Melilith stark zurück. Er tritt in Partien gehäuft auf; dort wieder fehlt Melilith völlig. Nephelin und dessen Zersetzungsprodukt Hydrone lelit kommt sehr selten in winzigen Körnern vor. Vereinzelte Flecke von Zeolithen könnten darauf hindeuten, daß Glas vorhanden war. Magnetit ist im Gestein als Staub fein verteilt, allgegenwärtig. Endlich zeichnet sich das Bölle durch hohen Gehalt an Perowskit aus.

3.3. Sulzburgberg

Das Gestein, das am Sulzburgberg aus dem Tuff tritt, ist nicht mehr sehr frisch, wie die oft umgewandelten Olivin-Einsprenglinge anzeigen. Der korrodierte Olivin ist [illegible] und [illegible], in ein Gemenge aus [illegible] und Magnetit umgewandelt. Die Grundmasse wird gebildet [illegible] leistenförmig [illegible] von Melilith, gegenüber dem Pyroxen stark zurücktritt. Melilith ist auch hier stark zersetzt. Neben seltenen isotropen Partien ist der Melilith in eine [illegible] und feinfilzig [illegible]. In [illegible] von Melilith sind [illegible] Körner ausgeschieden. [illegible] [illegible] [illegible]

kein ausgesprochenes Korngrößen-Maximum, doch erreichen einzelne Olivine auch hier wieder bis über 1 mm. Olivin ist andeutungsweise idiomorph und stark korrodiert. Er ist oft von Biotit begleitet. Hervorzuheben ist der hohe Pyroxen-Anteil dieses Gesteins. Der schlecht ausgebildete und stark korrodierte Pyroxen ist überwiegend ein Ti-Augit, wie die optischen Eigenschaften erkennen lassen. Gegenüber den Pyroxenen tritt der Anteil des Meliliths stark zurück. Er ist hier nicht so ausgeprägt langstengelig ausgebildet wie bei den weiter oben beschriebenen Gesteinen. Er ist sehr frisch, wie seine optischen Eigenschaften andeuten. Das reichliche Vorkommen von Nephelin deutet auf ein relativ alkalireiches Gestein. Bemerkenswert ist sein Auftreten als Einschluß in korrodiertem Olivin. Spinell und besonders Magnetit sind gleichmäßig über das ganze Gestein verteilt. Braunrot durchscheinender Spinell hat öfters eine Rinde aus opakem Magnetit. Sehr vereinzelte isotrope Flecke niederer Lichtbrechung in der Grundmasse sind Glas.

5.7. Sternberg

Das Gestein des Sternberg ist in Partien sehr frisch. Unzersetzte Lesesteine finden sich am Sternbergbrunnen, während Material vom Weg schon stärker zersetzt ist. Die Olivin-Körner sind hypidiomorph, sofern sie nicht stärker korrodiert sind. In ihrer Größe sind sie ohne ausgeprägtes Kornmaximum und erreichen bis über 1 mm. Frischer Biotit, welcher den Olivin wieder in charakteristischer Weise begleitet, ist häufig. Melilith, der wieder in der typischen Leistenform vorkommt, ist sehr frisch. Dies beweisen das Fehlen der isotropen Mittellinie, das seltene Auftreten von Flockstruktur und die anomal blauen Interferenzfarben, mit den fast isotropen zentralen Partien der Leisten. Häufig hat sich Magnetit in den Individuen ausgeschieden. Pyroxen tritt wieder stark zurück. Gut begrenzte Körner sind selten; das Mineral ist stark korrodiert. Nephelin kommt eingeklemmt zwischen den Melilith-Leisten vor. Isotrope Körner der Grundmasse von niedriger Lichtbrechung sind Glas. Einzelne Flecke von Zeolithen in

der Grundmasse deuten auf allmähliche Umwandlung der Gläser in Zeolithe hin. Perowskit ist ebenfalls anzutreffen und Magnetit ist allgegenwärtig.

5.8. Zusammenfassung

Der Aufbau der untersuchten Gesteine ist hinsichtlich Mineralbestand und Gefüge überaus gleichförmig. Sie unterscheiden sich lediglich im Erhaltungszustand. Einsprengling ist immer Olivin, gefolgt von Ti-Augiten. Olivin ist stets korrodiert und oft von Biotit umgeben. Ti-Augit ist gleichfalls korrodiert. Melilith steht in seiner Größe zwischen der Grundmasse und den Einsprenglingen. In seiner Größe ist er stärkeren Variationen unterworfen. So ist er im Gestein des "Buckleter Kapf" kaum 100 µ groß und mehr oder weniger isometrisch, während er in den anderen Gesteinen fast die Größe des Olivins erreicht und langprismatisch ausgebildet ist. Die Grundmasse besteht aus einem feinen Filz von Grundmassepyroxen, Nephelin und Glasresiduen.

Der gleichförmige Aufbau der Gesteine rechtfertigt es, die Eigenschaften der Minerale gemeinsam zu behandeln. Im Verlauf der Untersuchung stellte sich heraus, daß Dünnschliff-Untersuchungen allein nicht genügen. Wichtige genetische Hinweise können nur im Körner-Präparat gewonnen werden.

6. Modaler Mineralbestand

6.1. Vorbemerkungen

Untersuchungen zum quantitativen Mineralbestand können sinnvoll nur an Gesteinen durchgeführt werden, die noch unzersetzt sind und deren Grundmasse mikroskopisch noch aufgelöst werden kann. Die erste Voraussetzung traf zu bei den beiden Vorkommen Sternberg und Künzenbrühl. Das Gestein beispielsweise des "Buckleter Kapf" ist derart feinkörnig, daß von einer quantitativen Mineralbestimmung Abstand genommen werden mußte. Es ist überdies

stark postmagmatisch verändert.

Die Bestimmungen wurden durchgeführt mit Hilfe eines 6-spindeligen Integrationstisches der Firma E.LEITZ nach dem ROSIWAL-Verfahren. Die hierfür verwendeten Dünnschliffe waren beliebig orientiert. Es wurden von jedem Vorkommen drei Dünnschliffe vermessen. Hierbei wurde eine Meßstrecke von ca. 160 cm erfaßt. In Spalte II sind hierzu vergleichsweise die Werte LEOPOLDS angegeben.

6.2. Künzenbrühl

	I	II	
Olivin	23,5	17	
Pyroxen	28,0	22	
Magnetit	5,5	5	
Grundmasse	25,5	14	(Glas+Zeolith+Perowskit)
Melilith	9,5	40	
Nephelin	8,5	--	
Biotit	Sp.	2	

6.3. Sternberg

Olivin	33,5	25	
Pyroxen	2,0	7	
Magnetit	7,0	5	
Grundmasse	38,0	10	(Glas+Perowskit)
Melilith	18,0	45	
Nephelin	2,0	6	
Biotit	Sp.	2	

6.4. Weitere Bestimmungen von LEOPOLD (1940)

	Buckleter	Bölle	Sulzb.berg	Autmutbach	Am Hofwald
Olivin	17	16	13	20	19
Melilith	--	40	20	40	32
Pyroxen	--	--	Sp.	10	12,5
Nephelin	--	--	--	?	3
Magnetit	8	5	7	8	5
Biotit	--	--	Sp.	Sp.	0,5
Zeolith, Calcit	--	2	10	12	--
Rest	75	30	50	--	28
	Augit + Glas + Melilith	Grund-masse	Grund-masse		Glas

6.5. Kritische Betrachtung der Ergebnisse

Olivin läßt sich relativ leicht und genau integrieren. Diopsidischer Pyroxen bietet kaum Anlaß zur Verwechslung mit Olivin. Er macht nur einen untergeordneten Bestandteil aus, so daß der Wert für Olivin verläßlich sein dürfte. Pyroxen als Einsprengling läßt sich ebenfalls recht gut bestimmen. Gleichwohl dürfte das Ergebnis zu niedrig ausgefallen sein, da Pyroxen fein verteilt überall in der Grundmasse vorhanden ist und sich mikroskopisch nicht mehr auflösen läßt. Der für "Pyroxen" angegebene Wert ist also in etwa identisch mit dem Gehalt an Einsprenglingen. Andererseits müßte von Pyroxen wie auch von Olivin ein kleiner Bruchteil abgerechnet werden, der sich aus der Tatsache ergibt, daß beide Minerale korrodiert sind. Mit "Magnetit" zusammengefaßt ist Magnetit + Perowskit; der Wert dürfte relativ genau sein. Basisschnitte von Melilith können unter Nicols + wie unter nicht-polarisiertem Licht nur schwer erkannt werden. Ein schlieriges Auftreten von Melilith hätte das Ergebnis möglicherweise verfälschen können. Die Meßstrecke beträgt jedoch ein Vielfaches der Länge einer Melilith-Leiste. Nephelin bevorzugt Zwickelfüllungen, wo er leicht

übersehen werden kann. Der für Nephelin gefundene Wert kann daher als etwas zu niedrig angesehen werden.

Unter "Grundmasse" wurden alle nicht integrierbaren Bestandteile zusammengefaßt. Je nach Ausbildung des Pyroxens, ob vorzugsweise als Einsprengling oder in der Grundmasse anwesend, muß sich zwangsläufig ein stark unterschiedlicher Wert ergeben. "Grundmasse" enthält aber auch alle Zeolithe und Glas. Die Grundmasse kann deshalb als in etwa identisch mit dem Begriff Restschmelze und den postmagmatischen Abscheidungen angesehen werden.

Auf den ersten Blick werden die großen Unterschiede zu den LEOPOLDschen Werten deutlich. Es fällt auf, daß LEOPOLD bei Künzenbrühl wie bei anderen Vorkommen, keinen Nephelin angibt. Nephelin ist jedoch hier, wie auch in anderen Gesteinen ganz zweifellos vorhanden. Möglicherweise hält sich LEOPOLD etwas zu streng an die Einteilung GAISERs, der in Nephelinbasalte, Melilithbasalte und Nosean-Melilithbasalte unterteilt. GAISER (1905) stellt jedoch den Künzenbrühl deswegen zu den Melilithbasalten, weil der Melilith mengenmäßig Nephelin überwiegt und nicht etwa weil er dort fehlt. Leider ist auch nicht bekannt, an welchen Stellen LEOPOLD seine Proben entnommen hat. Denkbar wäre beispielsweise, daß das Gestein der LEOPOLDschen Dünnschliffe aus der Nähe heute nicht mehr aufgeschlossener Kontakte entnommen wurde und daß sich so die hohen Melilith-Gehalte LEOPOLDs erklären lassen.

Auf die starken Diskrepanzen zwischen den von ihm gefundenen Werten und jenen LEOPOLDs, hat auch KRAUSE (1969) hingewiesen. KRAUSE vermutet, daß LEOPOLD entweder Melilith-Schlieren untersucht, oder Nephelin teilweise als Melilith angesprochen hat. Die LEOPOLDschen Werte für Melilith sind jedoch noch wesentlich höher als die Summe von Nephelin + Melilith. Demgegenüber gibt er für Nephelin nur wenige Prozent an, Gehalte, die bei weitem zu niedrig liegen.

6.6. Namenwahl und deren Begründung

Die Bezeichnung der Alb-Gesteine hat in der Vergangenheit beträchtliche Wandlungen durchgemacht. Von MÖHL (1874) wurden sie als Nephelinbasalte bezeichnet und STELZNER (1882) nannte sie melilithführende Nephelinbasalte. GAISER (1905) teilte in Nephelinbasalte, Melilithbasalte und Nosean-Melilithbasalte ein. LEOPOLD (1940) schließlich bezeichnete sie als Ankaratrite, ein Name, der sich in der Literatur nicht eingebürgert hat.

Die Bezeichnung "Basalt" sollte auch weiterhin auf feldspatführende Gesteine beschränkt bleiben. Andererseits ist Nephelin ein integrierter Bestandteil aller untersuchter Gesteine und einziges helles Mineral. Die Gesteine sind daher als Nephelinite zu bezeichnen, wenngleich die Gehalte wechseln und mitunter unter 10 Vol% liegen. Diese liegen wohl eher zu niedrig, wie weiter oben deutlich gemacht wurde. Zweites charakteristisches Merkmal sind die Gehalte an Melilith. Kennzeichnend ist weiter der Gehalt an Glas in der Grundmasse und schließlich ist Olivin ein wichtiger Gemengteil. Die Bezeichnung sollte daher in enger Anlehnung an die von KRAUSE (1969) so genannten entsprechenden Gesteine des Hegau "Mela-Melilith-Olivin-Hyalo-Nephelinit" lauten oder abgekürzt "Melilith-Nephelinit".

6.7. Die Rolle der magmatischen Differentiation

Das Schmelzintervall eines Magmas, das nie bis zur Oberfläche emporgedrungen ist, ist sehr groß. Während langer Zeiträume befinden sich kristalline Phasen und Schmelze in einem Gleichgewicht, sofern die Temperatur so weit gesunken ist, daß sich Kristalle ausscheiden. Es besteht dann auch sofort die Möglichkeit, daß sich Kristallbrei und Schmelze entmischen. Sieht man einmal von tektonischen Vorgängen ab, so ist es vor allem die gravitative Sonderung, die in geologischen Zeiträumen ständig auf die kristallinen Phasen eines zunächst hochtemperierten Magmas wirkt. Nehmen wir wenigstens 850° C für ein niedrig viskoses basisches Magma an, wie es ein eisenreiches, alkalihaltiges, mit flüchtigen

Komponenten beladenes Magma darstellt, so müßte sich diese gravitative Differentiation schon nach Tagen bemerkbar gemacht haben. Es wäre weiter zu erwarten, daß diese Differentiation in Abhängigkeit von der Korngröße der ausgeschiedenen Kristalle vor sich geht und schließlich sollte der Unterschied der spezifischen Gewichte von Restmagma und Kristallen diesen Vorgang entscheidend beeinflussen.

Im Vulkangebiet der Schwäbischen Alb sind wir in der Lage, zu untersuchen, ob Kristallisationsdifferentiation eine Rolle gespielt haben kann. Zur Prüfung dieser Frage sollten sich Spinell und Perowskit besonders gut eignen, da sich ihre Dichte von der des Magmas beträchtlich unterscheidet. Diese liegt für beide Minerale mindestens bei ca. 4,0, während die Dichte des Gesteins auf rund 3,0 bis 3,1 zu veranschlagen ist.

6.7.1. Die Gewinnung von Spinell und Perowskit

Zur Gewinnung von Spinell und Perowskit wurde von einem homogenen, magnetisch nicht vorbehandelten Gesteinspulver ausgegangen. Dabei betrug die Einwaage zwischen 250 und 1 000 gr. Diese Menge war nötig, um eine wägbare Menge dieser Minerale zu erhalten. Das Gesteinspulver wurden zunächst mit kalter HCl behandelt, bis die löslichen Anteile entfernt waren. Schließlich wurde mit HCl und NaOH abwechselnd gekocht, bis ein Pulver, das hauptsächlich aus weißen Zersetzungsmassen bestand, hinterblieb. Durch Schwereretrennung wurden die beiden Minerale schrittweise angereichert.

Perowskit läßt sich feinmagnetisch leicht von Spinell trennen. Magnetit ist in heißer HCl sehr gut löslich und stört nicht. Sehr seltener Granat muß durch Handauslese entfernt werden. Die Anwendung von Flußsäure hatte zu unterbleiben, als sich zeigte, daß sich Spinell und Perowskit darin lösen.

In der folgenden Tabelle sind die Spinell- und Perowskit-Gehalte und die Höhe der Aufschlüsse über N.N. gegenübergestellt.

	Höhe über N.N.	Spinell je 1 000 gr.	Perowskit je 1 000 gr.
Autmutbach	380	4,8*	n.b.
Am Hofwald	470	n.b.	n.b.
Buckleter Kapf	480	0,84	n.b.
Bölle	460	0,46	1,64
Sulzburgberg	460	2,2	n.b.
Künzenbrühl	480	1,2	n.b.
Sternberg	830	1,8	0,16

*) Der für das Vorkommen Autmutbach ermittelte Wert ist ganz offensichtlich zu hoch. Es gelang hier nicht, die Zersetzungsmassen vollständig abzutrennen.

6.7.2. Schlußfolgerung

Auf den ersten Blick zeigt sich, daß eine Abhängigkeit der Spinell-Gehalte von der Höhe ü. N.N. nicht zu erkennen ist. Nach genetischen Überlegungen ist dies allerdings auch nicht zu erwarten, da sich Spinell auch sekundär durch Korrosion des Ti-Augits bildet. Hierauf hat schon LEOPOLD (1940) hingewiesen. Die erhebliche Streuung der Werte ohne Rücksicht auf die Höhenlage läßt sich also ohne weiteres als Hinweis darauf deuten, daß Spinell sich auch in einer zweiten Generation bilden kann.

Viel besser scheint eine Relation mit der Höhe bei Perowskit gegeben. Nimmt man gleiche Gehalte an Perowskit für ein bestimmtes Niveau der Schlote an, so hat sich der Perowskit-Gehalt auf einem Weg von 400 m um 1,5 gr. je 1 000 gr. Gestein vermindert. Ein solcher Vergleich geschieht freilich unter der Annahme zweier wichtiger Voraussetzungen. Einmal sollte die Magmenkammer in etwa dem gleichen Niveau gelegen haben und zum andern sollten die Magmen gleich hoch gestiegen sein. Immerhin scheint sich aber ein Trend zur Abnahme der Perowskit-Gehalte mit der Höhe anzudeuten.

6.8. Das helle Gestein vom Sternberg

Einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Prof. W.WEISKIRCHNER zufolge, sollen am Sternberg helle Differentiate des basischen Magmas vorkommen. Diese wurden aufgrund eines jetzt nicht mehr vorhandenen Handstücks als ± aplitisch oder syenitisch beschrieben. Bei einer intensiven Suche im Gebiet des Sternberg-Schlotes konnte tatsächlich ein Stück eines solchen hellen Differentiats gefunden werden. Ebenso wie das Muttergestein war auch dieser Brocken nicht im Gesteinsverband anzutreffen, sondern als Einzelstück, das vom Weg oberhalb des Sternberg-Brunnens aufgesammelt wurde. Es handelt sich um ein mehr oder weniger graues Gestein, das bei näherer Betrachtung große graue, hellbraune und weiße Flecke aufweist.

6.8.1. Dünnschliffbeobachtungen am hellen Gestein vom Sternberg

Das Gestein zeigt starke hydrothermale Zersetzungserscheinungen. Die großen weißen Flecke erweisen sich unter dem Mikroskop sofort als Calcit. Auf den ersten Blick fällt auf, daß Olivin und Melilith vollständig fehlen. Ihr Fehlen ist aber nicht auf sekundäre Zersetzung zurückzuführen, denn Umwandlungen und Pseudomorphosen konnten nirgends beobachtet werden. Olivin und Melilith waren ganz offensichtlich nie vorhanden.

Einziger Einsprengling des relativ grobkörnigen Gesteins ist ein olivgrüner Pyroxen, der außerordentlich stark korrodiert ist. Diese Korrosion geht so weit, daß der Pyroxen zickzackartig begrenzt ist und Ätzfiguren zeigt. Solche Ätzfiguren sind früher nur an detritischen Pyroxenen beschrieben worden (EDELMAN & DOEGLAS, 1932). Manchmal ist der Pyroxen auch schon in Einzelstücke aufgelöst. Er zeigt öfters Zonarbau, starke Dispersion und wird in charakteristischer Weise von Spinell und Biotit begleitet.

Große Bereiche des Dünnschliffs nimmt Nephelin ein. Er ist dort von Calcit begleitet und leicht kenntlich an rechtwinklig sich kreuzenden Spaltrissen. Mitunter ist er von Fe-Oxidhydraten an diesen Spaltrissen infiltriert. Er ist ferner von außerordentlich dünnen Nadeln von Apatit durchspießt. Dieser ist in hexagonalen Querschnitten bis herauf zu 0,4 mm reichlich vertreten. Ein Biotit mit relativ geringem Pleochroismus ist ebenfalls vorhanden. Sehr eindrucksvoll und reichlich anwesend ist ein tief honiggelber, schwach orangefarbener Perowskit von oktaedrischer Ausbildung. Die Dichtefraktion größer 4,0 besteht in den Korngrößen kleiner 0,1 mm fast ausschließlich aus diesem Mineral. Spinell ist seltener und dann und wann von einer Rinde aus Magnetit umgeben. Neben Nephelin kommt noch Thomsonit vor, der graue Interferenzfarben hat und fleckig auslöscht. Er ist tafelig, aber auch radialstrahlig ausgebildet. Apatit ist, besonders in Nephelin eingebaut, reichlich enthalten.

6.8.2. Modaler Mineralbestand

Da die Zeolithe genetisch eng mit Nephelin verknüpft sind - sie sind ebenso wie Nephelin Träger der Alkalien - und da Zeolithe und Nephelin oft schwierig zu unterscheiden sind, wurden sie zusammen integriert. Apatit dürfte in seinem Gehalt etwas zu niedrig liegen, da er in Nephelin eingewachsen vorkommt.

Eine Meßstrecke von ca. 17 cm an 3 beliebig orientierten Dünnschliffen ergab folgendes Bild:

Nephelin+Zeolith	48
Biotit	3
Pyroxen	26
Calcit	7
Apatit	5
Perowskit+Spinell+Magnetit	10

Nephelin ist ebenso wie im Muttergestein einziger heller Gemengteil. Aufgrund des hohen Pyroxen-Anteils wird das helle Diffe-

rentiat als Pyroxen-Nephelinit bezeichnet.

6.8.3. Lichtbrechungsbestimmungen an Mineralen des Pyroxen-Nephelinits

1. Nephelin

$$n_E = 1{,}539 \pm 0{,}002$$
$$n_O = 1{,}544$$

Der Nephelin ist nicht mehr ganz frisch. Dadurch und durch leichte Gehalte an Eisenoxidhydraten ist die Lichtbrechung leicht variabel, und zwar oft am selben Korn. Eine Isolierung gelang durch die starke Beimengung an Calcit und Apatit in der Dichtefraktion 2,50 - 2,69 nicht. Nach den optischen Tabellen von TRÖGER handelt es sich um einen sehr kalihaltigen Nephelin mit ca. 25 Mol% Kaliophilit.

2. Zeolithe

In engem genetischem Zusammenhang mit dem Auftreten von Nephelin steht Thomsonit, der mit diesem zusammen größere Bereiche des Dünnschliffs ausfüllt. Je nach Schnittlage werden entweder aggregat-polarisierende radialstrahlige Bündel angetroffen oder pflasterartige Bereiche mit fleckiger Auslöschung. Der Zeolith ist in der Dichtefraktion kleiner 2,39 angereichert. Aufgrund einer Röntgenaufnahme dieser Fraktion könnte möglicherweise auch noch Natrolith enthalten sein. Für die nicht ganz konstante Lichtbrechung ergibt sich:

$$n_x = 1{,}499 \; ; \; n_z = 1{,}513 . 2V_z \text{ ist rund } 50^\circ.$$

Thomsonit und möglicherweise Natrolith ist zusammen mit Nephelin und Biotit der Träger der Alkalien des Pyroxen-Nephelinits.

3. Pyroxen

$$n_x = 1{,}702 \; ; \; n_y = 1{,}716 \; ; \; n_z = 1{,}729$$

$2V_z$ = ca. 80°; $Z \wedge c$ ca. 45°; sehr schwacher Pleochroismus in grünbraun; deutliche Spaltbarkeit; starke Dispersion. Aufgrund der optischen Eigenschaften handelt es sich um Titan-Augit. Vereinzelt zeigt Ti-Augit randlich grüne Farben, also Übergänge zum Ägirin-Augit.

4. Biotit

Biotit ist von untergeordneter Bedeutung und tritt an Menge stark zurück. Der Pleochroismus ist relativ schwach, was darauf hindeutet, daß ein Teil des Eisens durch hydrothermale Einwirkung und/oder Zersetzung weggeführt ist. Entsprechend niedrig und nicht ganz konstant ist die Lichtbrechung:

$$\frac{n_y + n_z}{2} = 1{,}621; \; 2V \text{ ca. } 15°.$$

Es dürfte sich um Meroxen handeln.

5. Apatit

Apatit ist in der Dichtefraktion 2,96 - 3,1 sehr verbreitet und sicher häufiger, als sich nach Integrationsmessungen ergab. Er kommt in einer farblosen und einer lichtbraunen Varietät vor. Seine Werte sind:

$n_O = 1{,}6[illegible]; \; n_E = 1{,}63[illegible]$

Nach den optischen Tabellen von TRÖGER handelt es sich um Fluorapatit.

6. Perowskit

Die etwas anomal doppelbrechenden, gut ausgebildeten Oktaeder

haben Lichtbrechungen größer 2,1. In Farbe und Ausbildung unterscheiden sie sich vom Perowskit des Muttergesteins. Auch die Gitterkonstanten der beiden Perowskite zeigen beträchtliche Unterschiede. So ist:

Sternberg, Melilith-Nephelinit: a_o = 15,31; schwach pseudokubisch
Sternberg, Pyroxen-Nephelinit : a_o = 15,35; stark pseudokubisch

Aufschlußreich für die Genese des Pyroxen-Nephelinits wäre eine Prüfung auf Gehalte an Seltenen Erden in diesen Perowskiten. Das Mineral ist entgegen den Angaben bei TRÖGER gegenüber Flußsäure nicht stabil. Eine etwa einstündige Behandlung mit konz. HF führt das Mineral vollständig in CaF_2 über, wie Röntgen-Aufnahmen bestätigen.

7. Spinell

Oktaedrische Körner, in dünnsten Schichten rotbraun durchscheinend. Spinell findet sich in der Dichtefraktion größer 4,0 angereichert. Die Lichtbrechung liegt bei N = 1,90. Spinell tritt in seiner Menge gegenüber Perowskit zurück.

6.8.4. Ausscheidungsfolge

Früheste Ausscheidung des Pyroxen-Nephelinits ist Perowskit. Dies ergibt sich aus der Tatsache, daß Spinell öfters idiomorphe Kerne von Perowskit enthält, während Spinell nur ausnahmsweise idiomorph ist, Apatit ist als nächste Ausscheidung anzusehen. Er enthält seinerseits Perowskit und Spinell und ist im Pyroxen eingelagert anzutreffen. Dieser hat sich als nächste Mineralphase ausgeschieden; er war durch die alkalireiche Restschmelze einer starken Korrosion unterworfen, die zur Bildung einer zweiten Generation von Spinell führte. Letztes Glied der Ausscheidung war Nephelin und darauf Zeolith. Calcit ist als Neubildung anzusehen.

6.8.5. Die Genese des Pyroxen-Nephelinits

Die große Alkali-Menge im Pyroxen-Nephelinit und das Fehlen des Olivins legten den Gedanken nahe, daß es sich um ein Restdifferentiat handelt. Hierauf deuten die metasomatischen Einwirkungen der Alkalien auf den Pyroxen, die bei Perowskit fehlen. Perowskit ist ausgezeichnet idiomorph und war gegenüber den Alkalien offenbar stabil. Perowskit ist eine typische Frühausscheidung gerade in melilith-haltigen Gesteinen und kann sich wohl nur ganz ausnahmsweise (etwa sekundär unter Resorption von Ilmenit) als späte Abscheidung bilden. Die Perowskit-Gehalte sind außerdem um ein Mehrfaches höher als im Melilith-Nephelinit. Perowskit-Akkumulationen sind aber in Restschmelzen gerade nicht zu erwarten. Die Eigenschaften der beiden Perowskite sind sehr unterschiedlich. Eine weitere frühe Bildung ist der Apatit, der gleichfalls nicht in das Bild eines Rest-Differentiats passen will.

Möglich, wenngleich sehr unwahrscheinlich, wäre eine Bildung aus aufgeschmolzenem Fremdgestein. Hierzu fehlen alle Hinweise, wie das Auftreten von Wollastonit oder Åkermanit. Wäre Grundgebirge aufgeschmolzen worden, so würden Relikte zu erwarten sein oder etwa Granat. Außerdem hätte vor dem Aufschmelzprozess der Alkali-Gehalt noch weit höher gelegen haben müssen, als er ohnehin ist. Perowskit als Bildung an Kalk-Kontakten ist zwar vereinzelt bekannt geworden, ist aber nur möglich, wenn eine äquivalente Menge an TiO_2 zur Verfügung steht. Eine Klärung der Frage nach der Genese des Pyroxen-Nephelinits scheint erst nach einer chemischen Analyse der beiden Perowskite, insbesondere der Gehalte an Seltenen Erden, möglich; sie wurde erschwert durch die Tatsache, daß das Differentiat nicht im Gesteinsverband anzutreffen war.

7. Die Minerale des Melilith-Nephelinits

7.1. Olivin

Olivin ist charakteristischer Gemengteil aller Melilith-Nephelinite. Er ist in allen Vorkommen als Einsprengling enthalten und schon im Handstück als solcher zu erkennen. Vereinzelt erreichen Körner bis 3 mm Größe. Im Dünnschliff ergibt sich mitunter der Eindruck, Olivin könnte sich in einer zweiten Kristallisationsphase abgeschieden haben, da er bis herunter zu 0,1 mm vorkommt. Es handelt sich jedoch eindeutig um Korrosionserscheinungen durch die Restschmelze, die größere Körner zerteilt hat. Dies geht aus der gleichen optischen Orientierung solcher benachbarter Körner hervor, aber auch daraus, daß sich zwischen solchen Olivinen Biotit gebildet hat. Korrosion des Olivins ist überall vorwaltend Nirgends konnte Olivin mit völlig unversehrten Kanten beobachtet werden.

Die Zusammensetzung des Olivins im binären System Forsterit-Fayalit ist überaus gleichförmig. BLATTMANN (1938) fand für Olivin des Melilith-Ankaratrits vom Jusi ca. 15 Mol% Fayalit. In der folgenden Tabelle sind die Lichtbrechungswerte der untersuchten Olivine gegenübergestellt; zum Vergleich ist ein Olivin des Melilith-Nephelinits vom Höwenegg (KRAUSE 1969) angeführt. Nach H.S.YODER, jr. & Th.G.SAHAMA (1957) läßt sich der Fayalit-Gehalt anhand der intensitätsstärksten Linie d_{130} bestimmen; der d-Wert wächst linear von Forsterit (d = 2,7659) nach Fayalit (d = 2,8328). Die Werte sind in der folgenden Tabelle angegeben.

Vorkommen	n_x	n_y	n_z	$2V_z$	d_{130}	Mol% Fayalit Röntgenographisch
Am Hofwald	1,662	1,677	1,695	85°	2,7735	11
Autmutbach	1,659	1,672	1,698	80°	2,771	8
Buckl.Kapf	1,661	1,673	1,691	80°	2,7715	9,5
Bölle/Brucken	1,662	1,673	1,694	70°	2,775	14
Sulzburgberg	1,659	1,675	1,694	85°	2,776	15
Künzenbrühl	1,661	1,676	1,697	80°	2,776	15
Sternberg	1,661	1,675	1,694	80°	2,7715	9,5
Höwenegg	1,658	1,676	1,694	90°	(errechnet)	12,4

Nach den optischen Tabellen von TRÖGER handelt es sich in allen Fällen um Olivin mit ca. 8 - 15 Mol% Fayalit. Allerdings sind die Achsenwinkel niedriger als die von TRÖGER angegebenen. Der Fa-Gehalt ist in guter Übereinstimmung mit den nach H.S.YODER jr. & Th.G.SAHAMA gefundenen Werten. KRAUSE (1969) fand für den Olivin des Höwenegg chemisch 12,4 Mol% Fayalit. Die Korrosion des Olivins durch eine alkalireiche Restschmelze etwa leuzitischer bis kaliophilitischer Zusammensetzung könnte nach folgender formaler Reaktion ablaufen:

$$3(Mg,Fe)_2SiO_4+KAlSi_2O_6+KAlSiO_4+H_2O \rightarrow 2\ K(Mg,Fe)_3(OH)_2(Fe,Al)Si_3O_{10}$$

In diesem Zusammenhang müssen wir uns daran erinnern, daß die Differentiation des Magmas immer in Richtung auf eine alkalireichere, mit flüchtigen Gemengteilen angereicherte Zusammensetzung geht.

Auf die etwas früher erfolgende Korrosion des Olivins durch das inkongruente Schmelzverhalten von Pyroxen salitischer Zusammensetzung wird unter dem Abschnitt "Pyroxene" näher eingegangen. LEOPOLD (1940) hat für den Künzenbrühl das Vorkommen von Phlogopit festgestellt. Demnach könnte die obige Reaktion auch ohne die Beteiligung des Eisens ablaufen. Der Fe-Gehalt des Magnetits müßte dann, wenn nicht noch andere Reaktionen beteiligt sind, wenigstens zum Teil dem Olivin entstammen.

Analog zur Bildung von Phyllosilikaten aus Olivin durch Korrosion sollte Olivin bei hydrothermalen Temperaturen in Serpentin umgewandelt werden. KRAUSE (1969) hat an Olivinen des Hegau grüne Zersetzungsprodukte und Nontronit beschrieben. Solche grünen Zersetzungsprodukte kommen auch an Olivinen der Alb vor. Um was es sich dabei handelt, konnte nicht eindeutig geklärt werden. In den Spaltrissen befindet sich eine isotrope Substanz, die mit dem Mikroskop nicht mehr auflösbar ist. In einem weiteren Stadium der Zersetzung ist Olivin in eine schmutzige gelbe Substanz umgewandelt, die gegen das restliche Korn wirrfaserige Übergänge zeigt. Es handelt sich hier wahrscheinlich um Iddingsit, um eine Substanz

also, die aus einem Mineralgemisch von Tonmineralen und Fe-Oxidhydraten besteht. Nach Untersuchungen von MING-SHAN SUN (1957) besteht Iddingsit aus kryptokristallinem Goethit und amorphen Mg- und Si-Verbindungen. Große Bereiche des Olivins sind dann von einer opaken Substanz, wahrscheinlich Magnetit, ausgefüllt. Iddingsit des Vorkommens Autmutbach hat Lichtbrechungen von 1,56 bis 1,62. Die Dichte liegt unter 2,96.

In einem weiteren Stadium ist Olivin durch Calcit-Pseudomorphosen ersetzt. Die für zersetzten Olivin typische Maschenstruktur ist höchstens andeutungsweise vorhanden.

7.2. Pyroxene

In den Magmen der atlantischen Sippe, mit Natronvormacht und hohen Gehalten an TiO_2 haben wir mit einem Titanaugit mit erhöhtem Na, Al und Fe^{3+}-Gehalt zu rechnen. Orthopyroxene sind dagegen nicht stabil.

In den Gesteinen der Alb, die der olivin-alkalibasaltischen Entwicklung zuzurechnen sind, kommen in der Regel drei Pyroxene vor. Als früheste Bildung ist ein Cr-haltiger, diopsidischer Klino-Pyroxen anzusehen, der rasch instabil wird. In der Hauptkristallisation scheidet sich ein titanhaltiger Pyroxen aus, der durch die Alkalien angereicherte Restschmelze ebenfalls korrodiert wird. In der Spätphase der Kristallisation tritt ein Grundmasse-Pyroxen auf, der wesentlich die Grundmasse ausmacht und augitische Zusammensetzung hat.

7.2.1. Diopsidischer Pyroxen

Ein Pyroxen dieser Zusammensetzung ist in allen untersuchten Vorkommen in sehr wechselnden Mengenverhältnissen anzutreffen. Seine Gehalte sind im allgemeinen so gering, daß er in Dünnschliffen nicht in Erscheinung tritt. Lediglich das Vorkommen Autmutbach enthält etwas größere Mengen. Vermutlich infolge wechselnder

Gehalte an Chrom ist auch die Farbe unterschiedlich. Sie wechselt von fast farblos (Am Hofwald) bis zu kräftigen grünen Farben (Autmutbach). Entsprechend leicht kann er übersehen werden insbesondere auch, weil er sich in der Dichtefraktion des Olivins anreichert. Auffällig ist seine enge Vergesellschaftung mit Olivin. Verwachsungen mit Olivin kommen überall vor. Diopsidischer Pyroxen ist immer xenomorph ausgebildet. Typisch ist eine durch Korrosion verursachte, fast ideale Kugelform. Lediglich im Vorkommen Autmutbach ist dieser Pyroxen vorwiegend tafelig, mit etwas besserer Spaltbarkeit ausgebildet.

In der folgenden Tabelle sind die optischen Eigenschaften zusammengefaßt und mit einem von PAPENFUSS (1964) im Tuff des Bürzlen gefundenen "diopsidischen Augit" verglichen:

	n_x	n_y	n_z	$2V_z(^o)$	$Z \wedge c(^o)$
Am Hofwald	1,684	1,690	1,710	60	
Autmutbach	1,683	1,689	1,707	60	42
Buckleter Kapf	1,681	1,688	1,709	60	38
Bölle/Brucken	1,679	1,686	1,707	60	
Sulzburgberg	1,680	1,687	1,707	60	
Künzenbrühl	1,673	1,680	1,704	60	40
Sternberg	1,689	1,697	1,721	80	43
Bürzlen	1,682	1,689	1,711	52(errechnet:59°)	39-43

Auch Verwachsungen mit Spinell kommen mitunter vor, so daß der Pyroxen zusammen mit Spinell bei der Anreicherung nach der Dichte auch in die Fraktion größer 4,0 gerät. Wegen der nierigen bis kugeligen Form des Pyroxens ist die Auslöschungsschiefe nur schwer zu bestimmen. Sie ist nur dort möglich, wo der Pyroxen einmal etwas bessere Spaltbarkeit zeigt, da ja Kanten nicht vorhanden sind.

Nach den optischen Tabellen von TRÖGER fällt die Zusammensetzung des Pyroxens in das Salit-Feld der Diopsid-Reihe. Der "diopsidische Augit" des Bürzlen läßt sich aufgrund der optischen Daten

ebenfalls als Salit bestimmen; er liegt jedoch wegen seines chemisch ermittelten Gehalts an Al_2O_3 etwas außerhalb im Fassait-Feld.

Salit ist eine frühe, intratellurische Bildung und nach dem Olivin einzuordnen. Salite schmelzen - nicht wie reine Diopside- inkongruent. Die Korrosion des Olivins könnte sehr gut erklärt werden durch das inkongruente Schmelzverhalten der Salite. Im ternären System Mg_2SiO_4-SiO_2-$CaMgSi_2O_6$ scheidet sich aus einer Schmelze von forsteritischer Zusammensetzung zunächst Forsterit aus. Dadurch wird die Schmelze ärmer an dieser Komponente und schließlich ist die Stabilitätsgrenze des Forsterits erreicht. Jetzt beginnt die Ausscheidung des Salits unter Resorption des Olivins. Es erstarrt schließlich ein Gemenge aus Olivin und Salit. Diese Verhältnisse werden freilich noch etwas durch die Beteiligung des Calciums und des Eisens kompliziert. Es ist aber anzunehmen, daß aus einem Olivin mit ca. 12 % Fayalit ein Diopsid mit etwa diesem Gehalt an Hedenbergit-Komponente entsteht. Im weiteren Verlauf der Ausscheidung wird schließlich auch der Diopsid instabil. Die hierbei wahrscheinlich auftretende Reaktion wird im Zusammenhang mit dem Melilith erörtert. Olivin wird ein zweites Mal korrodiert und durch eine alkalireiche Restschmelze teilweise in Biotit umgewandelt.

Nach Untersuchungen von KRAUSE (1969) ist der diopsidische grüne Pyroxen der von ihm untersuchten Melilith-Nephelinite des Hegau ein Cr-haltiger Salit mit geringen Schwankungen der Lichtbrechung und der chemischen Zusammensetzung. Jedoch weist KRAUSE (1969) darauf hin, daß offenbar zwischen Fe-Gehalt des Nephelinits und dem des in ihm enthaltenen Salits eine Abhängigkeit derart besteht, daß Fe-arme Diopside aus Fe-reichen Nephelinit-Magmen und umgekehrt kristallisieren. Eine solche Abhängigkeit wiederum konnte in den Nepheliniten der Alb nicht festgestellt werden.

Für die oben angenommene Umwandlung des Olivins zu Salit könnte sprechen, daß die Menge des Olivins in den einzelnen Vorkommen oft stark wechselt. Jedenfalls ist für den Olivin ein langes

Verweilen im Magmenherd notwendig, damit die geschilderten Reaktionen eintreten können.

Das Fehlen von Olivin und das reichliche Vorkommen von Biotit im Tuff des Bürzlen (PAPENFUSS, 1964) ist freilich keine Bestätigung der oben angenommenen Reaktionen, da für die Tuffe eine mehrmalige Förderung angenommen wird (CLOOS, 1941). W.WEISKIRCHNER weist darauf hin, daß in den Tuffen der ersten Eruptionsphase Olivin nicht enthalten ist. Wohl aber ist der "diopsidische Augit" des Bürzlen idiomorph (PAPENFUSS, 1964). Eine Korrosion des Salits ist in Tuffen allerdings auch nicht zu erwarten, da er ja frühzeitig aus dem polynären System entfernt wird.

7.2.2. Titanaugit

Titanaugit ist zusammen mit Olivin einziger Einsprengling in den Melilith-Nepheliniten und mit ihm zusammen gibt er den Gesteinen das porphyrische Gefüge. Titanaugit ist jedoch in den folgenden Vorkommen nicht enthalten: Buckleter Kapf, Bölle/Brucken, Sulzburgberg. Hier ist Olivin einziger Einsprengling. Titanaugit ist auch wesentlicher Gemengteil im Pyroxen-Nephelinit des Sternberg. Besser als Olivin, ist Titanaugit gut abgestuft in allen Korngrößenklassen enthalten. Er erreicht in seiner Größe jedoch im allgemeinen nicht die des Olivins. Charakteristisch ist die hohe Dispersion dieses Pyroxens, seine anomale Interferenzfarbe und die Sanduhrform, die besonders gut im Vorkommen "Am Hofwald" zu beobachten ist. Er ist manchmal deutlich schlierig angereichert in Kumulaten anzutreffen. So besonders in dem zuletzt genannten Vorkommen.

Sehr vereinzelt ist Titanaugit auch einmal idiomorph. Der Habitus der Kristalle ist dann kurzprismatisch und tafelig nach (100). Zwillinge in Form von Lamellen oder beiderseits einer Mittelnaht sind nicht selten. Die Spaltbarkeit ist stets schlecht. Pleochroismus ist kaum wahrnehmbar. Das mengenmäßige Auftreten in den untersuchten Vorkommen wechselt stark. Die weitaus meisten Ti-Augite enthält das Vorkommen Künzenbrühl. Der unter 6.2. und

6.3. ermittelte Gehalt an "Pyroxen" ist etwa mit "Titanaugit" identisch.

In der folgenden Tabelle sind die Lichtbrechungswerte des Titanaugits angegeben und einem "Titan-Salit" vom Hohenstoffeln (KRAUSE 1969) mit 3,5 % TiO_2 gegenübergestellt:

	n_x	n_y	n_z	2V(°)	Z∧c(°)	Z∧c(°) in Kumulaten
Am Hofwald	1,716	1,734	1,757±0,002	60	34	45
Autmutbach	1,719	1,726	1,748	60	40	
Künzenbrühl	1,719	1,728	1,746	60	35	
Sternberg	1,716	1,725	1,747	60	36	40
Sternberg/ Pyroxen-Nephelinit	1,702	1,715	1,729	90	44	
Hohenstoffeln	--	--	1,723±0,003			

Die Randzone der Titanaugite ist korrodiert und in ihrer Ausbildung den Olivinen nicht unähnlich. In den Einbuchtungen findet sich häufig Nephelin. Charakteristisch für die Titanaugite ist aber die Begleitung durch Spinell und Titanomagnetit. Diese beiden Minerale finden sich entlang den Rändern der Titanaugite aufgereiht, sowohl im Innern, wie in der Umrandung der Einsprenglinge. Es handelt sich hier wahrscheinlich um verschiedene Stadien der Resorption von Titanaugit zu Titanomagnetit und Spinell.

Titanaugit ist eine typische späte intretellurische Bildung. Während der Kristallisation nimmt die Beteiligung der dreiwertigen Kationen, insbesondere des Ti^{3+}, stetig zu, so daß die Randzonen stets TiO_2-reicher sind. Es kommt zu einem zwiebelschaligen, zonaren Aufbau und die Variation der Lichtbrechung findet so eine Erklärung. Eine eindeutige Zuordnung zu einer bestimmten chemischen Zusammensetzung ist daher auch nicht möglich, da die Verhältnisse durch den Eintritt von Tschermakit-, Hedenbergit-,

und vielleicht auch Ägirin-Molekül kompliziert werden. HUCKENHOLZ (1965) beschreibt aus Alkaliolivin-Basalten der Hocheifel Titanaugite, die als Kern einen Cr-reichen Salit enthalten. Solche Kerne kommen in den Titanaugiten der Schwäbischen Alb nicht vor. Es wird deshalb angenommen, daß die Kristallisation des Titanaugits während oder nach der Korrosion des Salits geschah. Für das Fehlen des Titanaugits in einigen Vorkommen der Schwäbischen Alb gibt es nur die Erklärung, daß er dort vollständig resorbiert wurde.

Titanklinopyroxen ist deutlich schlierig angereichert. Im Dünnschliffbereich der Vorkommen "Am Hofwald" und "Künzenbrühl" finden sich stets etwa drei bis fünf millimetergroße Bezirke. Der Titanaugit ist hier vorwiegend kurzprismatisch bis isometrisch ausgebildet und stellenweise idiomorph. In den Zwickeln, besonders aber im Zentrum solcher "Kumulate" findet sich wenig Nephelin und Glasresiduen, die spreusteinartig aussehen. Korrosionserscheinungen, die mit Nephelin in Zusammenhang stehen könnten, sind aber nicht vorhanden. Eine Parallele zum Pyroxen-Nephelinit vom Sternberg deutet sich nur insofern an, als der Titanklinopyroxen an den Rändern grünliche Farben zeigt. Es dürfte hier also verstärkt das Alkali-Pyroxen-Molekül eingebaut worden sein. Die Auslöschungsschiefe $Z \wedge c$ fällt hier im Extremfall bis auf 20° (gegenüber 40° im Kern solcher zonar gebauter Titanklinopyroxene). Solche Werte sind für Ägirinaugit mit ca. 40 Mol% $NaFe^{3+}$ charakteristisch. Es ist also anzunehmen, daß Nephelin und Titanklinopyroxen mit hohen Gehalten an Ägirin-Molekül während der Ausscheidung ständig miteinander im Gleichgewicht waren.

Während Nephelin daher kaum korrodierend auf die Pyroxene einwirken konnte, scheint die Glasphase hierzu durchaus in der Lage gewesen zu sein. Am Rande ausgedünnte Kristalle von Titanklinopyroxen, die von Glasresiduen umgeben sind, können hin und wieder in solchen Kumulaten beobachtet werden. Nicht wie bei der normal melilith-nephelinitischen Ausbildung sind die Ränder vorwiegend glatt und dünnen unmerklich aus. Das oben Gesagte wird noch unterstrichen durch die Tatsache, daß solchen Titan-Augiten die

ägirinaugitreichen Randzonen an der Seite fehlen, an der die Korrosion eingewirkt hat. Hieraus ist der Schluß zu ziehen, daß die Glasphase mit ägirinaugit-reichem Pyroxen nicht im Gleichgewicht stand. Außer sehr vereinzeltem Magnetit kommt noch Apatit in solchen Titan-Augit-Kumulaten vor. An den Rändern der Kumulate wird das Gestein sofort wieder normal melilith-nephelinitisch. Ganz ausnahmsweise ist auch einmal ein Olivin-Korn von außen her in solche Kumulate eingedrungen, wie sich aus Gefüge-Beobachtungen ergibt.

Es wird hier die Ansicht vertreten, daß es sich bei den Titan-Augit-Kumulaten um im Magma dispergierte entmischte alkalireiche Schmelztröpfchen handelt, die im Magma aufwärts gestiegen sind und die Titanaugite metasomatisch veränderten. Es waren dies also zunächst gravitativ abgesonderte Leichtkumulate, die erst später auf schon ausgeschiedene Titan-Augite trafen und diese veränderten.

Fremdgesteinseinschlüsse dieser Zusammensetzung, d.h. solche mit hohen Gehalten an Na_2O und TiO_2, sind jedenfalls nur ganz ausnahmsweise denkbar. Es müßten dann auch Reaktionserscheinungen oder Relikt-Strukturen am Kontakt zum umgebenden Magma zu erwarten sein. Offensichtlich waren die Kumulate mit diesem aber im Gleichgewicht.

Gleichwohl scheint die Zusammensetzung des Titanaugits, von den ägirinaugitischen Randzonen einmal abgesehen, etwas von jener der normal melilith-nephelinitischen Ausbildung abzuweichen, wie die unterschiedliche Auslöschungsschiefe es andeutet. Lichtbrechungsbestimmungen waren nicht möglich, da es keine Möglichkeit gibt, den Titanaugit der Kumulate von jenen der normal-melilith-nephelinitischen Ausbildung im Körnerpräparat zu unterscheiden.

Eine chemische Analyse der Einsprenglinge vom Künzenbrühl ergab die folgenden Werte:

SiO_2	46,6
TiO_2	2,3
Al_2O_3	6,6
Fe_2O_3	3,5
FeO	2,7
MnO	0,09
MgO	14,2
CaO	21,6
Na_2O	0,6
K_2O	0,1
H_2O^+	1,5
total	100,1 %

Hieraus ergibt sich die folgende Formel:

$$(Ca_{0,8792}, Fe^{2+}_{0,0856}, Na_{0,0437}, K_{0,0048})\ (Mg_{0,7935}, Mn_{0,0028},$$

$$Fe^{3+}_{0,0992}, Ti_{0,0654}, Al_{0,0402})\quad (Si_{1,7494} Al_{0,2506})O_6$$

7.2.3. Der Klinopyroxen der Grundmasse

Die Grundmasse fast aller untersuchter Vorkommen enthält als außerordentlich feinkörnige Matrix einen Grundmassepyroxen. Lediglich das Vorkommen Bölle/Brucken enthält ihn nicht. Er ist auch nicht enthalten im hellen Differentiat des Sternberg.

Bei der Anreicherung dieses Grundmasse-Pyroxens wurde so vorgegangen, daß etwa 500 g Gesteinspulver abwechselnd mit HCl und NaOH gekocht wurden. Es ist hierbei nötig, etwa enthaltene Ein-

sprenglingspyroxene mit einem 63 µ-Sieb abzutrennen und sicherzustellen, daß nur Grundmasse-Pyroxen hinterbleibt. Im letzten unlöslichen Rest bleibt dann ein Gemenge aus angelöstem Olivin, opaken Mineralien, Biotit und Pyroxen übrig. Es schlossen sich sodann Schweretrennungen sowie magnetische Feintrennungen an, mit denen die störenden Gemengteile vollends abgetrennt wurden. Dennoch konnte nur in einem Fall ein Konzentrat von ca. 90 % Grundmassepyroxen erhalten werden. Von diesem Konzentrat wurde eine chemische Analyse angefertigt.

Der Pyroxen der Grundmasse ist langprismatisch bis körnig ausgebildet. Auch er ist deutlich zonar gebaut, was auf stark wechselnde Konzentrationsänderungen in der Rest-Schmelze und auf TiO_2-Gehalt deutet. Die Lichtbrechungen sind starken Variationen unterworfen. Erschwerend kommt hinzu, daß es wegen der Kleinheit der Körner nicht möglich ist, die Lichtbrechungen an einem einzigen Korn zu bestimmen. Die Werte können deshalb nur Durchschnittswerte sein.

Der Pyroxen der Grundmasse enthält reichlich Magnetit eingeschlossen, was seine Isolierung noch stärker erschwert.

Die folgenden optischen Daten wurden ermittelt:

	n_x	n_y	n_z	2Vt	Z∧c
Am Hofwald	1,707	1,725	1,739	60	42
Autmutbach	1,717	1,727	1,741	80	42
Buckleter Kapf	1,717	1,727	1,740	80	
Sulzburgberg	1,688	1,708	1,714	60	45
Künzenbrühl	1,723	1,730	1,747	60	45
Sternberg	1,709	1,723	1,740	60	39

Entsprechend der möglichen hohen Variation der chemischen Zusammensetzung der Rest-Schmelze war auch eine stark verschiedene Lichtbrechung bei diesen zuletzt ausgeschiedenen Pyroxenen zu

erwarten.

Die chemische Analyse des Ferroaugits des Künzenbrühl ergab hohe TiO_2-Gehalte:

SiO_2	44,0
TiO_2	4,0
Al_2O_3	7,3
Fe_2O_3	4,2
FeO	2,6
MnO	0,1
MgO	12,4
CaO	23,7
Na_2O	0,4
K_2O	0,05
P_2O_5	0,08
H_2O	0,8
total	99,6

Hieraus wurde die folgende Summenformel errechnet:

$(Ca_{0,963}, Fe^{2+}_{0,082}, Na_{0,029}, K_{0,0024})\ (Mg_{0,7012}, Mn_{0,0032}, Fe^{3+}_{0,1206},$

$Ti_{0,1165})\quad (Si_{1,6688} Al_{0,3256})\ O_8$

7.3. Amphibol

Minerale der Amphibol-Gruppe sind aus Melilith-Nepheliniten der Alb bisher nicht beschrieben worden; sie sind in deren Tuffen jedoch häufig und reichlich anzutreffen (PAPENFUSS 1964; WALENTA 1960).

In den meisten Melilith-Nepheliniten scheinen sie auch tatsächlich

zu fehlen. Lediglich im Vorkommen Sulzburgberg wurden vereinzelte Körner von Titan-Hornblende angetroffen. Auch KRAUSE (1969) hat in den von ihm untersuchten Melilith-Nepheliniten des Hegau Hornblende-Minerale nicht gefunden.

In der folgenden Zusammenstellung sind die optischen Daten gegenübergestellt und mit jenen von PAPENFUSS (1964) und WALENTA (1960) verglichen:

	n_x	n_y	n_z	$Z \wedge c$	$2V_x$
Sulzburgberg	1,663	1,679	1,689	12-15°	70°
	Pleochroismus von bräunlich-grün nach grün-braun				
Bürzlen (basalt.Hornbl.)	1,663	1,678	1,686	15-17°	73°
	bräunlich-grün, grünlich-braun, braun				
Scharnhausen	farblose und grüne, säulige Kristalle; die gefärbten mit Pleochroismus: X olivgrün; Z schmutzig blaugrün.				

Eine chemische Analyse konnte wegen der geringen Menge nicht angefertigt werden. Es dürfte sich aufgrund der optischen Eigenschaften um Titan-Hornblende (Kaersutit) handeln.

Die Titan-Hornblende wurde im Dünnschliff nicht beobachtet. Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß sie, insbesondere im Körnerpräparat, leicht übersehen werden kann. Möglicherweise ist sie also häufiger, als bisher angenommen.

Genetisch ist basaltische Hornblende vor dem Titanklinopyroxen einzuordnen, da nur hier die erforderlichen Bildungsbedingungen (feuchtes Rest-Magma und TiO_2-Angebot) anzutreffen sind.

7.4. Wollastonit

Die Bildungsbedingungen des Wollastonits sind die der hoch temperierten Kontaktmetamorphose, d.h. also der Sanidinitfazies, für die hohe Temperaturen und niedrige Drucke charakteristisch sind. Solche Bedingungen sind insbesondere immer dann gegeben, wenn das Magma in der Lage ist, karbonatische Gesteinsschollen aus der Wandung des Schlotes oder der Magmenkammer herauszubrechen und herauszulösen. Werden die karbonatischen Schollen stark aufgeheizt, kommt es zur sogenannten Wollastonit-Reaktion:

$$SiO_2 + CaCO_3 \rightleftharpoons CaSiO_3 + CO_2$$

Für das Verständnis dieses Gleichgewichts ist wichtig, daß es abhängig ist vom Verhältnis der H_2O- und CO_2-Partialdrucke. Das bedeutet, daß sich das Gleichgewicht bei hohen Wasserdampf-Partialdrucken in der fluiden Phase schon bei niedrigeren Temperaturen einstellt, oder anders ausgedrückt: Die Anwesenheit von Wasser senkt die Reaktionstemperatur durch Verdünnung des bei der Reaktion entstehenden CO_2. WINKLER (1967) rechnet für das somit trivariant gewordene System mit folgenden Temperaturen und Drucken:

500 Bar	(2 km Tiefe)	und 600°C
1000 Bar	(4 km Tiefe)	und 650-670°C
2000 Bar	(7-8 km Tiefe)	und über 700°C

Diese Verhältnisse gelten jedoch nur für reine Kalke, während dolomitische Kalke und Magnesit schon bei wesentlich niedrigeren Temperaturen reagieren können. Assimilation von carbonatischem Material ist daher in einem weiten Temperaturbereich der seichten Kontaktmetamorphose möglich und mit der Anwesenheit von Wasser haben wir, insbesondere in Sedimenten, immer zu rechnen.

Wollastonit könnte sich auch bilden bei der Dissoziation eines sehr Na-reichen Akermanits, der unterhalb 20 kbar instabil wird. Eine solche Reaktion könnte beim Vorkommen Künzenbrühl eine begrenzte Rolle gespielt haben, wenngleich Form und Auftreten des Wollastonits nicht dafür sprechen.

Auf alle mit der Assimilation in Zusammenhang stehenden Fragen und auf die Stabilitätsbeziehungen zum Melilith wird weiter unten näher eingegangen.

Wollastonit wurde nur im Vorkommen Künzenbrühl festgestellt. Pseudowollastonit, der Temperaturen über 1100°C anzeigen würde, kommt nicht vor. Wollastonit wurde aus der Dichtefraktion 2,96 - 3,1 eines nichtmagnetischen Konzentrats isoliert. Er erreicht hier etwa 0,2 mm Größe. Seine optischen Eigenschaften sind:

$$n_x = 1{,}619;\ n_y = 1{,}630;\ n_z = 1{,}632;\ Y \wedge b = 3^\circ;\ 2\,V_x = 45^\circ$$

Der Habitus der völlig farblosen triklinen Kristalle ist tafelig nach (100). Die Spaltbarkeit ist vollkommen.

7.5. Melilith

Melilith ist in allen untersuchten Gesteinen ein wesentlicher Gemengteil. In seiner Größe erreicht er bisweilen die Ti-Augit-Einsprenglinge, doch kommt er auch in der Grundmasse vor und ersetzt dort den Pyroxen. Das wird besonders deutlich am Vorkommen Bölle, dessen Grundmasse-Pyroxen durch Melilith ersetzt ist. Melilith ist also ein Pyroxen-Vertreter.

Insgesamt ist auch die Summe von Melilith + Pyroxen in den einzelnen Vorkommen nicht ganz konstant. Es ist dies eine Beobachtung, die schon MÖHL (1874) gemacht hat und die von STELZNER (1882) bestätigt wird. Grundmasse-Pyroxen und Melilith bilden jeweils mehr oder weniger deutliche Schlieren im Gestein, so besonders im Vorkommen "Am Hofwald", wo Melilith millimetergroße

Bezirke ausschließlich ausfüllt. Hier ist er dann ausnahmsweise einmal isometrisch und öfters sogar gerundet wie in den Melilith-Schlieren der Hegau-Gesteine (KRAUSE 1969). Charakteristisch ist jedoch Melilith in Form von Leisten, die sich öfters zu Bündeln zusammenlagern. Melilith ist häufig fluidal angeordnet, besonders in der Nähe von großen Olivin-Einsprenglingen.

Infolge seiner Dispersion hat frischer Melilith stets anomal blaue Interferenzfarben. Die Doppelbrechung welchselt stark am selben Korn. Der Kern solcher Melilithe ist annähernd isotrop. Selten konnte auch der umgekehrte Fall beobachtet werden. WINCHELL (1927) gibt an, daß 53 Mol% Åkermanit in der Na-freien Melilith-Reihe Isotropie ergeben. Nach NURSE & MIDGLEY (1953) liegt die Isotropie bei 63 Mol% Åkermanit und bei 65 Mol% Åkermanit in der Reihe Åkermanit - Na-Melilith. Basisschnitte von Melilith werden außerordentlich selten angetroffen und können mit Nephelin verwechselt werden, mit dem zusammen Melilith immer vorkommt.

Melilith ist aus den Alb-Gesteinen erstmals von STELZNER (1882) beschrieben worden, der auch schon darauf hinwies, daß die Melilithe des von ihm untersuchten Gesteins des Hochbohl in den zentralen Partien nahezu isotrop sind. Früher war Melilith für Nephelin gehalten worden (MÖHL 1874).

Einschlüsse im Melilith sind häufig. Meist handelt es sich um Magnetit und andere opake Minerale, aber auch Glas kommt eingeschlossen vor. Im Melilith eingeschlossene Pyroxen-Mikrolithe, wie sie von KRAUSE (1969) an Melilithen des Hegau beobachtet wurden, kommen nicht vor. Pflockstruktur konnte in allen Vorkommen beobachtet werden. Ihre Deutung ist in der Vergangenheit umstritten gewesen. NURSE & MIDGLEY (1953) schlossen aus Vergleichen mit synthetischen Melilithen, daß es sich um Entmischungen von Ca_2SiO_4 oder $CaMgSi_2O_6$ handeln könnte. Die Bildung der Pflockstruktur steht jedoch bei den Melilithen der Alb eindeutig in Zusammenhang mit fortschreitender Zersetzung des Nephelinits. Diese Stadien der Zersetzung können in den untersuchten Vorkommen sehr schön beobachtet werden und gehen parallel mit der

Zersetzung der Gesteine. Völlig frisch sind die Melilithe in den Schlieren des Vorkommens "Am Hofwald". Doch schon die normal melilith-nephelinitische Ausbildung des Meliliths ist in diesem Gestein durch die Ausbildung einer isotropen Mittellinie gekennzeichnet. Im Vorkommen "Künzenbrühl" und "Sternberg" dringen dünne Schläuche von außen bis zur Mittellinie vor. Das nächste Stadium ist durch das Auftreten tief tintenblauer Interferenzfarben gekennzeichnet (Sulzburgberg). Diese Färbung bleibt schließlich auf den Kern beschränkt, während der Rest des Kristalls isotropisiert und von gelblicher Substanz erfüllt ist (Bölle). Im Vorkommen "Buckleter Kapf" besteht der Melilith schließlich nur noch aus dieser gelblichen Substanz. Jetzt erhält der Kristall eine Umrandung mit einer weißen Substanz niedrigerer Licht- und höherer Doppelbrechung als Melilith (Bölle). Schließlich ist Melilith vollständig von dieser weißen Substanz pseudomorphosiert (Autmutbach).

Um was es sich bei den Zersetzungsbildungen des Meliliths handelt, konnte nicht eindeutig geklärt werden. Bei der Substanz der Pflockstruktur handelt es sich wahrscheinlich um den von SOELLNER (1913) zuerst beschriebenen Deeckeit, der nach TRÖGER, Teil II, ein Zeolith ist. Bei der Substanz, die den Melilith im letzten Stadium der Zersetzung pseudomorphosiert, könnte es sich um Cebollit (LARSEN & SCHALLER 1914) handeln. Die beiden Autoren vermuten, daß es sich bei Cebollit um einen Zoisit handelt. Ähnliche Umwandlungserscheinungen beschrieben LOHMANN (1964) und KRAUSE (1969), die auch eine analoge Deutung gaben.

Eine Anreicherung des Meliliths zur genaueren optischen, röntgenographischen und chemischen Untersuchung ist trotz mehrerer Versuche nicht gelungen. Die Gründe hierfür waren die fortgeschrittene Zersetzung und die Begleitung des Meliliths mit Magnetit und opaken Mineralen. Dem letzteren Umstand ist es auch zuzuschreiben, daß sich Melilith nur in stark magnetischen Fraktionen etwas anreichert. So enthielt das Produkt der magnetischen Feintrennung in der am stärksten magnetischen Fraktion bei dem Vorkommen Künzenbrühl auch nach einer Anreicherung mit Schwereflüssigkeit

lediglich etwa 20 % Melilith. Ähnliche Ergebnisse wurden auch erzielt bei den Vorkommen "Am Hofwald" und "Sternberg". Eine Anreicherung mußte bei den anderen Gesteinen wegen dem höheren Grad der Zersetzung von vornherein aussichtslos erscheinen.

Der optische Charakter ist bei allen untersuchten frischen Melilithen positiv. Hierin unterscheiden sich die Melilithe der Alb von jenen des Hegaus, denn KRAUSE (1969) fand nur solche mit negativem Charakter.

Die Lichtbrechungen sind:

	n_o	n_E	
Am Hofwald	1,641	1,637	± 0,002
Buckleter Kapf			
frisch:	1,637	1,632	
zersetzt:	1,625	1,621	
Sulzburgberg	1,635	1,632	
Künzenbrühl	1,640	1,633	
Sternberg	1,639	1,634	
Åkermanit,synth.	1,639	1,632	ERVIN & OSBORN, 1949

Die vorstehenden Werte sind Maximalwerte der Doppelbrechung. Diese ist meist geringer.

Die Festlegung der Zusammensetzung in der komplex zusammengesetzten Mischkristallreihe der Melilithe ist schwierig. Sie wird aber dadurch erleichtert, daß nur Åkermanit-reiche Zusammensetzungen optisch positiven Charakter ergeben (NURSE & MIDGLEY 1953, WINCHELL 1927). Es dürfte sich daher um Åkermanit mit ca. 20 - 30 Mol% Gehlenit handeln, der möglicherweise auch noch etwas Na-Melilith enthält. Die isotropen Kerne der Melilithe dürften reicher an der Åkermanit-Komponente sein. Nach den etwas differierenden Angaben von WINCHELL (1927) und NURSE & MIDGLEY (1953) sind Melilithe mit ca. 53 bzw. 63 Mol% Åkermanit isotrop. Bemerkenswert ist, daß sich die Zusammensetzung des Meliliths damit ziemlich genau im Bereich des Eutektikums des ternären Systems

Gehlenit - Åkermanit - Na-Melilith befindet; und zwar dürfte sich die Zusammensetzung in der Regel von der Åkermanit-reichen Seite auf das Eutektikum zu bewegt haben. OSBORN & SCHAIRER (1941) geben $Ge_{28}Ak_{72}$ für die Zusammensetzung des Eutektikums.

In der folgenden Tabelle sind die Röntgen-Daten des Meliliths vom Künzenbrühl und vom Sternberg zusammengestellt und mit den Daten des reinen Endglieds Åkermanit (ERVIN & OSBORN, 1949) verglichen:

Sternberg		Künzenbrühl		Åkermanit, synth.		(hkl)
d	I/I_1	d	I/I_1	d	I/I_1	
4,21		4,22		4,22	30	101
3,704	20	3,708	25	3,73	50	111
3,482	15	?		3,51	50	210
3,076	25	3,08	40	3,091	70	201
2,862	100	2,864	100	2,871	100	211
2,505		?		2,505	20	002
2,464	20	2,468	60	2,488	70	310
2,411		2,417		2,429	50	221
2,387		2,395	30	2,391	60	102
2,302		?		2,320	60	301
2,272		2,276		2,28	50	112
2,211		?		2,22	20	311
?		?		2,112	20	202
2,036	25	2,038	40	2,039	70	212
?		?		1,997	30	321
?		?		1,959	60	400
1,887		?		1,905	60	410
?		?		1,86	30	222
1,8378		1,839		1,854	60	330
?		?		1,78	60	411
1,7586	30	1,758	30	1,764	80	312
1,7424		?		1,735	50	331
?		1,677		1,673	20	003
?		?		1,66	20	421

d	I/I_1	d	I/I_1	d	I/I_1	(hkl)
?		1,639		1,643	50	322
1,6014		?		1,601	50	113
1,533		1,5344		1,537	30	203
?		?		1,52	30	412
1,508		?		1,510	60	213

Da die Konzentrate lediglich ca. 20 % Melilith enthielten, waren einige Reflexe nicht stark genug, um sie eindeutig dem Melilith zuordnen zu können.

Wenngleich die Bestimmungsgenauigkeit der Melilith-Zusammensetzung aus den Röntgen-Daten nicht groß ist, so wird doch deutlich, daß es sich um einen åkermanitreichen Melilith handeln muß. Der d-Wert für den intensitätshöchsten Reflex (211) beträgt für reinen Gehlenit d = 2,846 und für Åkermanit d = 2,871. Für den Sternberg wurden d = 2,862 und für den Künzenbrühl 2,864 gefunden. Noch besser für die Bestimmung scheint sich aber (210) zu eignen, für den d = 3,43 (Gehlenit) und d = 3,51 (Åkermanit) angegeben werden (ERVIN & OSBORN 1949). Für den Sternberg wurde d = 3,482 gefunden.

Röntgen-Daten für Na-reiche Glieder sind nicht bekannt geworden. Da der Eintritt von Na die Lichtbrechung aber stark erniedrigen würde, (NURSE & MIDGLEY, 1953) sind höhere Gehalte an Na wohl nicht vorhanden. Åkermanit mit 25 Mol% Na-Melilith hätte beispielsweise n_E = 1,630.

Die Frage nach der Zusammensetzung der Melilithe ist von größter Wichtigkeit für die Genese der Gesteine. Ihre Stabilitätsverhältnisse sind von K.KUSHIRO, H.S.YODER und J.F.SCHAIRER (1963) näher untersucht worden.

Åkermanit ist bei höheren Drucken nicht stabil. Er unterscheidet sich hierin von Gehlenit, der bis mindestens 30 kbar stabil bleibt. Bei Drucken über 7 kbar bildet sich aus Åkermanit die

dichtere Assoziation 1/2 Merwinit + 1/2 Diopsid. Unterhalb 700°C und bei Drucken kleiner als 4 kbar geht Åkermanit in Monticellit und Wollastonit über (HARKER & TUTTLE, 1956). Insgesamt ist Åkermanit nur stabil bei Drucken bis 15 kbar im Temperaturbereich 700° - 1500°C. Solche Verhältnisse sind aber in den seltensten Fällen gegeben und zwar dann, wenn sehr heiße Magmen an die Oberfläche gelangen. Dies ist in Übereinstimmung mit der Beobachtung, daß åkermanitreiche Melilithe immer dann entstehen, wenn thermische Metamorphose vorherrschte. Eine Bildung im Magmenherd ist also unwahrscheinlich.

Das reine Endglied Na-Melilith ist in Gesteinen bisher nicht bekannt geworden. Auch die Synthese ist nicht gelungen. Aus Schmelzen dieser Zusammensetzung entsteht immer Na-ärmerer Melilith und/oder Wollastonit + Nephelin.

Reiner Na-Melilith wird erst stabil bei Drucken über 20 kbar. In der Regel enthalten natürliche Melilithe bis 30, im Extremfall auch einmal bis 43 Mol% Na-Melilith. Solche Zusammensetzungen sind unter den Bedingungen effusiver Schmelzen also offenbar stabil, während sehr Na-reiche Melilithe in Wollastonit und Nephelin zerfallen. Gerade der offenbar niedrige Gehalt an Na-Melilith-Komponente in den Nephelin-Gesteinen der Alb gibt einen Hinweis darauf, daß der Åkermanit aus Assimilationsprodukten stammt. Åkermanit-reicher Melilith kann magmatisch nur aus dem Zerfall von Diopsid und Merwinit gebildet werden.

Zwar enthielten alle untersuchten Gesteine einen korrodierten Pyroxen diopsidischer Zusammensetzung, aber Merwinit fehlt ihnen. Hieraus ist der Schluß zu ziehen, daß Melilith offenbar nicht aus Diopsid + Merwinit entstanden ist, sondern durch thermische Metamorphose von Fremdgestein.

Die einfachste Reaktion, bei der Åkermanit entsteht, ist:

$$CaCO_3 + CaMgSi_2O_6 = \text{Åkermanit} + CO_2 \text{ (BOWEN,1940)}$$

Als Ausgangsgestein für diese Reaktion könnten Kalke, Dolomit und

Mergel gedient haben. Schließlich könnte auch die Schmelze mit Kalken und Pyroxenen salitischer Zusammensetzung unter Bildung von Åkermanit reagiert haben. Die Korrosion der Salite zu gerundeten Körnern und deren wechselnde, im allgemeinen sehr niedrige Konzentration in den untersuchten Gesteinen, könnte so eine plausible Erklärung finden. Voraussetzung für die Korrosion der Salite wäre also die Aufnahme von Kalken im Magma.

In diesem Zusammenhang ist wichtig, daß die Salite der Melilith-Nephelinite des Hegau nicht korrodiert sind, sondern mit dem Magma ständig im Gleichgewicht waren und als Ti-Augite weitergewachsen sind. KRAUSE (1969) hat nachgewiesen, daß der Gehlenit der von ihm untersuchten Gesteine intratellurisch und nicht durch Assimilation von Fremdgestein gebildet ist. Man könnte korrodierten Salit also als einen Indikator für die Assimilation von karbonatischem Gestein ansehen.

Als wichtige Bedingung für den Ablauf der Reaktion ist wieder die Entfernung oder wenigstens die Verdünnung des CO_2 anzusehen. Sie trägt ebenso wie die Beteiligung unreiner Kalke zu einer beträchtlichen Erniedrigung der Reaktionstemperatur bei. Als Untergrenze für diese Temperatur haben wir, je nach den herrschenden Drucken, 650 - 700°C anzusetzen. Sie ist begrenzt durch das Auftreten von Wollastonit. Einerseits kann Wollastonit direkt aus der Reaktion der Schmelze mit Kalken entstehen, andererseits dissoziiert Åkermanit unterhalb dieser Temperatur in Monticellit und Wollastonit. Monticellit konnte aber in keinem der untersuchten Vorkommen festgestellt werden, so daß die Temperatur wahrscheinlich darüber lag, als die Hauptmenge des Magmas auskristallisiert war. Dies deckt sich mit der weiter oben entwickelten Vorstellung über die Bildung des Wollastonits, der wegen dem Fehlen des Monticellits ein primäres Assimilationsprodukt sein muß.

Über die Beteiligung des Eisens an der Åkermanit-Reaktion gibt der hohe Magnetit-Gehalt, der im Melilith eingeschlossen vorkommt, Aufschluß. Dieser Magnetit ist an den Melilith-Rändern angereichert, so daß die Annahme naheliegt, daß er ein Entmischungsprodukt des Melliliths ist. Es darf also angenommen werden, daß die

Aufnahme von Fe-Åkermanit in das Melilith-Molekül bei niedrigen Temperaturen begrenzt ist. Zersetzte Melilithe sind nur schwach braun gefärbt.

Die Analysenwerte eines Meliliths vom Hochbohl gibt A.STELZNER (1882) an:

SiO_2	44,76
Al_2O_3	7,90
Fe_2O_3	5,16
FeO	1,39
CaO	27,47
MgO	8,60
Na_2O	2,65
K_2O	0,33
H_2O	1,42
	99,68

Hieraus errechnet sich

$$(Ca_{1,3245},Na_{0,2313},K_{0,0189})\ (Al_{0,4193},Fe^{3+}_{0,17476},$$

$$Mg_{0,5762},Fe^{2+}_{0,5221})\ \ (Si_{2,0155})\ O_7,$$

oder in Bruchteilen der reinen Endglieder ausgedrückt:

$$\text{Alk.-Melilith}_{22},\ \text{Gehlenit}_{18},\ \text{Åkermanit}_{60}$$

Die Analysenwerte STELZNERs können allerdings nicht ausgesprochen richtig sein, da sich ein Überschuß an SiO_2 ergibt. Ein Ladungsausgleich ist nicht möglich; es ergibt sich ein Überschuß von rund 0,94 positiven Ladungen. STELZNER selbst schätzt die Verunreinigung mit Olivin auf höchstens 5 %. Andere Beimengungen waren Magnetit und Perowskit. Für die Dichte des Meliliths gibt STELZNER als Mittelwert D = 2,99 an.

7.6. Nephelin

Nephelin ist in allen untersuchten Gesteinen anwesend. Er fehlt also nicht in den Gesteinen des Buckleter Kapf, des Bölle, des Künzenbrühl und des Sulzburgberg, wie dies von LEOPOLD (1940)

irrtümlich angenommen wurde.

Einzig in dem Gestein des Buckleter Kapf ist er wegen seiner geringen Größe sehr schwer zu erkennen, sonst aber bildet Nephelin rechteckige, bisweilen hexagonale Querschnitte in der Grundmasse. Er bildet dort untergeordnet die Zwickelfüllung zwischen den Melilithen, Olivinen und Pyroxenen und ist daher als eine der letzten magmatischen Ausscheidungen anzusehen.

Die Hydronephelit-Aggregate von Autmutbach deuten allerdings darauf hin, daß er hier einmal einen wesentlichen Bestandteil darstellte. Lichtbrechungen wurden nur an Nephelinen frischer Gesteine bestimmt. Diese, gegenüber der Idealzusammensetzung wesentlich erhöhten Lichtbrechungen deuten auf den Einbau von Kaliophilit. Der Kaliophilit-Gehalt wurde nach WINCHELL (1941) bestimmt.

Am Hofwald	$n_E = 1{,}541$;	$n_O = 1{,}547$; ca. 33 Mol% Kp
Künzenbrühl	$n_E = 1{,}541$;	$n_O = 1{,}547$; ca. 33 Mol% Kp
Sternberg	$n_E = 1{,}540$;	$n_O = 1{,}546$; ca. 30 Mol% Kp

Die Anreicherung des Nephelin ist nicht gelungen. Nephelin gelangt in die Dichtefraktion der Zeolithe und des Calcits und ist hier auch im Auflicht nicht zu unterscheiden, so daß auch manuelles Auslesen nicht zum Erfolg führte. Die vier intensitätshöchsten Reflexe eines solchen Konzentrats mit ca. 15 % Nephelin (Künzenbrühl):

d	I/I_1	(hkl)
3,02	100	202,211
3,85	80	201
2,897	75	300
3,285	45	210

Nach HAMILTON & MacKENZIE (1960) läßt sich der Kp-Gehalt röntgenographisch aus den Reflexen d_{210} und d_{202} bestimmen. Es ergibt sich für Künzenbrühl ein Gehalt von ca. 30 Mol% Kp, was in guter

Übereinstimmung zu den nach WINCHELL gefundenen Werten ist.

7.7. Hydronephelit

Das Vorkommen Autmutbach enthält nicht Nephelin, wie von LEOPOLD (1940) angenommen, sondern Aggregate von Hydronephelit, wie er von BRÖGGER (1890) erstmals beschrieben wurde. Es sind dies eisblumenartige, radialstrahlige Aggregate, die größere Bezirke eines Dünnschliffs ausfüllen. Die Doppelbrechung scheint gegenüber Nephelin leicht erhöht. Die Lichtbrechung ist 1,505 für n_E. Hydronephelit ist optisch positiv.

OFTEDAHL (1952) hat wahrscheinlich gemacht, daß es sich hierbei nicht um eine selbständige Mineralart handelt, sondern um submikroskopische Verwachsungen von Natrolith, die den Eindruck optischer Einachsigkeit hervorrufen.

7.8. Analcim

Analcim findet sich in sehr geringen Mengen im Vorkommen Künzenbrühl. Er wurde in Dünnschliffen nicht beobachtet, findet sich aber etwas angereichert in der Dichtefraktion kleiner 2,39. Analcim ist isotrop, bisweilen aber anomal einachsig positiv mit N bzw. $n_E = 1{,}487$.

Analcim könnte die späte Ausscheidung einer kieselsäurereichen und alkalihaltigen Restschmelze sein, wie sie für die Biotit-Reaktion angenommen wurde. Er könnte sich aber auch hydrothermal auf Kosten von älterem Nephelin gebildet haben.

7.9. Granat

Unter den Temperatur- und Druck-Bedingungen effusiver Schmelzen dürften Granate der regional-metamorphen Fazies kaum stabil sein. Aus dem Grundgebirge assimilierte Granate können daher in den Melilith-Nepheliniten kaum erwartet werden.

Der einzige Granat, der sowohl von der höchst temperierten Grünschiefer-Fazies an, als auch in kontaktmetamorphen Bereichen relativ sehr hoher Drucke vorkommen kann, ist der Almandin.

Zu seiner Bildung sind Drucke von einigen 1000 Bar erforderlich und außerdem hohe Temperaturen (WINKLER, 1967). Es müssen außerdem eine ausreichende Menge an FeO und Al_2O_3 zur Verfügung stehen (TRÖGER, 1967, Tl. 2). Solche Bedingungen sind offenbar selten einmal verwirklicht gewesen, denn Almandin ist kaum je aus kontaktmetamorphen Fazies bekannt geworden. Entweder ist also der zu seiner Bildung nötige chemische Bereich sehr klein, oder er ist kontaktmetamorph in großen Tiefen entstanden. Der typische Granat der Kontaktmetamorphose bei niedrigen Drucken ist Grossular/Andradit. Sein Auftreten zeigt den Beginn der Hornblende-Hornfelsfazies an. Typische Paragenesen sind Wollastonit und Diopsid. Die Temperaturen dürften bei Drucken von 1000 Bar nur wenig über 500°C gelegen haben (WINKLER, 1967). Daß solche Bedingungen verwirklicht waren, zeigt das Auftreten von Wollastonit an: Die einfachste Reaktion, bei der an Kontakten Grossular/Andradit entsteht, erzeugt ebenfalls CO_2:

$$3\ CaCO_3 + Fe_2O_3 + 3\ SiO_2 \dashrightarrow Ca_3Fe_2Si_3O_{12} + CO_2$$

Das Ausgangsmaterial für diese Reaktion könnten unreine Sedimente gewesen sein, also z.B. Mergel, mit denen wir im Bereich der Schwäbischen Alb immer zu rechnen haben. Das Auftreten eines Granats der Zusammensetzung Grossular/Andradit in den Melilith-Nepheliniten darf daher erwartet werden.

Wichtig ist, daß bei einem Defizit an SiO_2 und bei Anwesenheit von Fe^{2+} zusätzlich Magnetit entstehen würde. Ob dies der Fall war, kann allerdings nicht nachgeprüft werden, da Granat im Dünnschliffbereich außerordentlich selten vorkommt. Jedenfalls sind die SiO_2-Gehalte mergeliger Edukte und der Nephelinite so niedrig, daß größere Mengen an Grossular/Andradit nicht gebildet werden können. Eine Bedingung für den Ablauf der Reaktion sind wieder niedrige CO_2-Partialdrucke, wie sie schon für Wollastonit angenommen wurden.

Entsprechend der Dichte gelangt Granat in die Fraktion größer 4,0. Dort ist er in sehr wechselnden Mengenverhältnissen anzutreffen. Größere Gehalte enthalten die Vorkommen "Am Hofwald" und "Sulzburgberg". Untergeordnet kommt er in den Dichtefraktionen der Vorkommen "Autmutbach" und "Künzenbrühl" vor. In den anderen Gesteinen ist er vielleicht ebenfalls anwesend; seine Gehalte sind jedoch so niedrig, daß sie nicht erfaßt werden konnten.

In Dünnschliffen kann Granat selten einmal festgestellt werden, so in den Vorkommen "Am Hofwald" und "Sulzburgberg". Hier erreichen die Granate bis 0,1 mm. Es sind dies isometrische Körner, die xenomorph ausgebildet sind. Die Farbe wechselt von blaßrosa (Autmutbach, Künzenbrühl) nach hellrot (Sulzburgberg) und schmutzig braunrot (Am Hofwald).

Die Festlegung der Zusammensetzung in den komplex zusammengesetzten Gliedern der Granate bereitet beträchtliche Schwierigkeiten, wenn die Kriterien Dichte und Lichtbrechung nicht genau bestimmt werden können. Die Dichte liegt für alle Granate über 4,0 und die Lichtbrechung beträgt zwischen N = 1,79 und N = 1,80.

Aufgrund dieser Eigenschaften wurde der Granat nach den Nomogrammen KENNEDYs (1947) als in die Reihe Grossulat-Andradit gehörig, bestimmt.

7.10. Biotit

Biotit kommt in allen untersuchten Vorkommen eng mit Olivin verknüpft vor. Er ist also das Produkt der Reaktion einer alkalireichen Restschmelze mit Olivin. Typisch sind Biotit-Ränder an korrodierten Olivinen und Taschen, die mit Biotit ausgefüllt sind.

Entsprechend dem unterschiedlichen Fe-Gehalt solcher Restschmelzen variieren Lichtbrechung, Pleochroismus und Dispersion stark. In den weniger frischen Gesteinen ist jedoch auch mit der Möglichkeit zu rechnen, daß ein Teil des Eisens herausgelöst ist.

	$1/2\ n_y + n_z$		
Am Hofwald	1,644	=	Lepidomelan
Buckleter Kapf	1,634	=	Lepidomelan
Bölle	1,633	=	Meroxen bis Lepidomelan
Sulzburgberg	1,625	=	Meroxen
Künzenbrühl	1,639	=	Lepidomelan
Sternberg	1,596	=	Phlogopit bis Meroxen

Im Vorkommen Autmutbach gelang der Nachweis von Biotit nicht. Es ist jedoch sehr unwahrscheinlich, daß er in dem sehr alkalireichen Gestein tatsächlich ursprünglich gefehlt hat. Es wird daher die Auffassung vertreten, daß er hier völlig zersetzt ist. Biotit und dessen Zersetzungsprodukte lassen sich in der Umrandung der Olivine nicht nachweisen und fehlen auch im Körnerpräparat. LEOPOLD (1940) gibt "Sp." an.

7.11. Plagioklas

Plagioklas ist in sehr geringen Anteilen nur im Vorkommen Künzenbrühl vorhanden. Die Lichtbrechung ist:

$$n_x = 1{,}550\ ;\ n_y = 1{,}553\ ;\ \text{negativ}$$

In symmetrischen Schnittlagen beträgt die Auslöschungsschiefe ca. 28°. Nach den optischen Tabellen von TRÖGER handelt es sich um Andesin mit ca. 35 Mol% An.

Plagioklas ist in der Dichtefraktion 2,53 - 2,635 enthalten. Der Plagioklas dürfte aus Fremdgestein stammen oder ein Assimilationsprodukt sein. Als normal-magmatische Abscheidung in Nepheliniten wäre Plagioklas zu sauer.

7.12. Fluorit

Dieses Mineral kommt nur im Vorkommen Künzenbrühl vor. Die Licht-

brechung der völlig farblosen Kristalle beträgt etwa:

$$N = 1{,}435$$

Fluorit kommt in der Dichtefraktion 2,96 - 3,1 vor. Fluorit ist wohl als postmagmatische Bildung anzusehen.

7.13. Zirkon

Xenomorpher Zirkon ist in sehr geringen Anteilen im Vorkommen Künzenbrühl anzutreffen. Er gelangt in die Dichtefraktion größer 4,1. Die farblosen Kristalle haben Lichtbrechungen größer 1,8. Zirkon stammt vielleicht ebenfalls aus assimiliertem Fremdgestein.

7.14. Sulfide

Sulfide sind in Gehalten von wenigen ppm. im Gestein des Künzenbrühl enthalten. Die Körner erreichen höchstens etwa 50 µ, so daß nicht geklärt werden konnte, ob es sich um Pyrit oder Magnetkies handelt. Während Magnetkies wohl eine primär-magmatische Abscheidung darstellen dürfte, ist für Pyrit eine Bildung aus assimiliertem Fremdgestein anzunehmen.

7.15. Perowskit

Perowskit ist in allen untersuchten Gesteinen in etwas wechselnden Mengen anzutreffen. Die oktaedrischen Körner sind rötlichbraun im Unterschied zum Perowskit des Pyroxen-Nephelinits. Die Lichtbrechung liegt wesentlich über 2,1. Die Doppelbrechung ist niedrig. Die Analyse eines Perowskits vom Hochbohl gibt STELZNER (1882):

TiO_2	39,31
CaO	35,39
FeO	25,30
	100,00

7.16. Spinell

Spinell kommt in allen Gesteinen reichlich vor. Die blau-schwarzen Oktaeder zeigen, auch wenn sie nicht mit HCl behandelt wurden, Ätzfiguren. Vereinzelte Lichtbrechungsbestimmungen ergaben ca. 2,05. Die Analyse eines Spinells des Vorkommens Künzenbrühl ergab die folgenden Werte:

Al_2O_3	31,0
Fe_2O_3	8,0
FeO	13,5
MgO	14,5
Cr_2O_3	29,5

Hieraus ergibt sich die Summenformel:

$$(Mg_{0,6567}, Fe^{2+}_{0,3429})\ (Al_{1,109}, Cr_{0,7079}, Fe^{3+}_{0,1824})\ O_4$$

Es handelt sich um magnetitführenden, picotithaltigen Magnesioferrit. Für die Gitterkonstante wurde $a_o = 8,246$ errechnet.

7.17. Magnetit

Magnetit ist in allen untersuchten Gesteinen sehr verbreitet und ziemlich gleichmäßig verteilt. Seine Gehalte erreichen mehrere Prozent. Magnetit muß sich in wenigstens zwei Generationen gebildet haben. Eine frühe Bildung ist idiomorph und nicht an andere Minerale gebunden. In einer zweiten Generation kommt Magnetit eng verknüpft mit anderen Mineralen wie Melilith, Grundmasse-Pyroxen vor. Er ist hier stets xenomorph und füllt auch die Zwickel korrodierter Olivine. Der Magnetit der zweiten Generation erschwert wesentlich die Isolierung reiner Mineralfraktionen und macht sie mitunter unmöglich.

Verwachsungen mit rotbraun durchscheinendem Spinell können mitunter beobachtet werden.

Die röntgenographische Untersuchung erfolgte mit Cu-Strahlung. Sie ergab die folgenden Werte:

hkl	Am Hofwald		Autmutbach		Buckl.Kapf		Bölle	
	d	I/I_1	d	I/I_1	d	I/I_1	d	I/I_1
111	4,85	15	4,83	20	4,89	15	4,84	25
220	2,974	30	2,965	55	2,983	40	2,965	40
311	2,539	100	2,529	100	2,544	100	2,532	100
400	2,106	15	2,096	25	2,106	30	2,099	20
422	-----	---	-----	---	1,717	15	1,7134	15
333,511	1,621	30	1,616	30	1,6214	30	1,617	30
440	1,490	30	1,4836	55	1,489	40	1,483	40

hkl	Sulzburgberg		Künzenbrühl		Sternberg		Bürzlen	
	d	I/I_1	d	I/I_1	d	I/I_1	d	I/I_1
111	4,84	25	4,86	15	4,85	10	------	---
220	2,974	35	2,978	40	2,965	35	2,96	44
311	2,540	100	2,540	100	2,530	100	2,53	100
400	2,103	25	2,111	25	2,097	25	2,09	23
422	-----	---	1,7188	15	-----	---	------	---
333,511	1,627	25	1,623	30	1,623	45	1,615	34
440	1,489	25	1,491	25	1,482	30	1,48	36

Vergleichsweise ist ein "Titano-Magnetit" des Bürzlen (PAPENFUSS, 1963) angegeben. Dieser Magnetit hat folgende Zusammensetzung:

SiO_2	-,-
Fe_2O_3	45,87 %
FeO	30,12 %
TiO_2	14,01 %
Al_2O_3	6,35 %
MgO	4,31 %
CaO	-,-
Summe	100,66 %

Den Angaben von PAPENFUSS zufolge zeigt der Magnetit des Bürzlen keine Entmischung von Spinell oder Ilmenit. Es spricht also alles dafür, daß der Magnetit der Tuffe relativ schnell abgeschreckt worden ist. Allerdings ist die Frage diskutiert worden, ob Ilmenit sich neben Perowskit ausscheiden kann, da dieser meist früher gebildet ist und dann den ganzen TiO_2-Gehalt des Magmas aufnimmt.

Für die untersuchten Gesteine scheint eine solche Annahme nicht zuzutreffen, da Minerale späterer Ausscheidungsfolgen beträchtliche Gehalte an TiO_2 aufweisen, so der Titan-Augit und der Ferro-Augit. Es ist also nicht alles TiO_2 zur Bildung von Perowskit verbraucht worden, so daß Ilmenit sehr wohl gebildet werden konnte. In der Tat zeigen die Röntgen-Aufnahmen aller Magnetite eine Verbreiterung der Linien, welche darauf hindeutet, daß die Magnetite nicht einheitlich aufgebaut sind. Es konnten Ilmenit und Magnesioferrit identifiziert werden. PAPENFUSS (1963) hat im Magnetit des Bürzlen keine Entmischung der Komponenten TiO_2, Al_2O_3 und MgO zu Spinell oder Ilmenit festgestellt. Sie ist in den schnell abgekühlten Tuffen auch nicht zu erwarten.

In den wesentlich langsamer abgekühlten Nepheliniten hat aber die Möglichkeit zur Entmischung durchaus bestanden. Die genauere Bestimmung der entmischten Komponenten muß der erzmikroskopischen Untersuchung vorbehalten bleiben.

7.18. Quarz

Schmutzig gelbe bis weiße Körner von Quarz kommen vor allem im Vorkommen Künzenbrühl vor. Quarz ist nie idiomorph, sondern rundlich. Lichtbrechungswerte sind:

$$n_o = 1{,}544 \; ; \; n_e = 1{,}553$$

Quarz ist als primär-magmatische Ausscheidung aus einem an SiO_2 untersättigten Magma nicht denkbar. Er ist daher als ein Relikt aus Aufschmelzungen des Nebengesteins anzusehen. Hierfür spricht

auch sein xenomorpher Habitus. Hydrothermale Abscheidungen auf Klüften würden idiomorphe Quarze entstehen lassen.

7.19. Korund (Saphir)

Tiefblaue Körner, die als große Seltenheit im Vorkommen Autmutbach in der Dichtefraktion größer 4,0 angetroffen wurden, erwiesen sich einwandfrei als Korund. Die Lichtbrechungen der gerundeten Körner stimmen mit den von TRÖGER genannten Werten überein:

$$n_o = 1{,}767 \; ; \; n_e = 1{,}759$$

Die Kristalle sind einachsig positiv.

Korund ist früher von WALENTA (1960) in der Tuffbreccie von Scharnhausen nachgewiesen worden.

Die Kristallisation von Korund ist primär-magmatisch aus Melilith-Nepheliniten wohl nicht denkbar. Es wird daher die Ansicht vertreten, daß der Korund aus Aufschmelzvorgängen und Assimilation von Fremdgestein, vielleicht von mergeligem Edukt, stammt.

7.20. Glas

Glasig erstarrte Restschmelzen sind wohl in allen untersuchten Gesteinen vorhanden gewesen. Sie sind fast immer zu Zeolithen rekristallisiert. Frische Gläser kommen im Gestein des Sternberg vor. Die Körner sind tief braun gefärbt, gerundet und haben eine löcherige Oberfläche. Die Dichte beträgt 2,54 - 2,39. Die Lichtbrechung wechselt von n = 1,54 bis n = 1,545. Charakteristisch ist Spannungsdoppelbrechung. In ihrer Größe erreichen die Körner bis 0,4 mm.

Da das Material für eine chemische Analyse nicht ausreichte, wurden 3 Bestimmungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde durchgeführt. Bei der Durchführung der Bestimmungen waren mir die Herren dpl.min. V.STÄHLE und D.MANGLIERS entscheidend behilflich. Ihnen sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

Die Bestimmungen ergaben die folgenden Werte. Aus ihren Mittelwerten wurden die Niggli-Werte errechnet.

SiO_2	65,4	63,5	65,3	al	=	32,26
TiO_2	0,85	0,9	0,8	fm	=	35,26
Al_2O_3	15,3	15,25	14,8	c	=	13,97
FeO	5,7	5,55	4,9	alk	=	18,57
MgO	3,25	2,95	2,8	si	=	234,49
MnO	0,1	0,1	0,07	si	=	160,58
CaO	3,6	3,6	3,6	qz	=	+73,91
Na_2O	2,86	3,1	2,8	k	=	0,448
K_2O	3,3	4,4	3,1	mg	=	0,459
	100,36	99,35	98,17	ti	=	2,315

Eine Korrektur der Werte konnte wegen der sehr ähnlichen Zusammensetzung in Standard und Proben unterbleiben. Es hätten sich nur sehr geringfügige Änderungen ergeben, da sich die MSK-Werte von Al_2O_3 und SiO_2 nur sehr wenig unterscheiden und diese beiden Komponenten zusammen rund 80 % der Zusammensetzung ausmachen.

H_2O-Bestimmungen sind mit der Mikrosonde nicht möglich. Die Bestimmung nach anderen Methoden wäre wegen der geringen verfügbaren Menge an Glas zweifelhaft gewesen. Aus allen Vorkommen kommt darüber hinaus noch teilweise rekristallisiertes Glas vor. Dieses Glas ist als der Intergranularfilm der erstarrten Schmelze anzusehen. Die Dichte liegt unter 2,54 und N ist ca. 1,53.

8. Chemismus, Niggli-Zahlen und normativer Mineralbestand

8.1. Chemische Zusammensetzung

Analysen von Eruptivgesteinen der Schwäbischen Alb sind seit mehr als 100 Jahren durchgeführt worden. Einige sehr verläßliche Gesteins-Analysen veröffentlichten LEOPOLD (1940) und PAPENFUSS (1963). Insgesamt darf aber die chemische Untersuchung der Gesteine der Eruptivgesteinsprovinz der Schwäbischen Alb als noch nicht abgeschlossen betrachtet werden. Die wenigen vorhandenen Analysen gestatten noch nicht, ein umfassendes Bild der Variation des Chemismus zu geben. Es werden hier daher weitere Analysen-Werte angegeben, die seit PAPENFUSS hinzugekommen sind.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	30,13	35,69	34,01	32,80	33,71	34,07	32,51	34,03	31,04
Al_2O_3	5,19	7,79	7,64	3,72	7,40	7,40	6,60	8,41	4,87
Fe_2O_3	6,43	5,19	5,96	11,25	5,47	5,72	5,83	3,13	7,23
Cr_2O_3	0,11	n.b.	0,23	0,18	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,23
FeO	5,77	5,82	5,18	3,69	5,61	5,25	4,73	6,67	5,51
CaO	19,54*	16,90	17,21	18,67	16,06	15,72	16,03	18,20	14,66
MgO	17,72	15,80	16,67	16,99	18,20	18,60	17,92	14,68	20,49
Na_2O	1,23	1,39	1,87	1,74	0,86	0,89	0,48	4,58	1,01
K_2O	0,82	1,39	1,07	0,65	0,46	0,46	1,25	1,69	0,56
MnO	0,32	0,27	0,18	0,21	0,25	0,25	0,26	----	0,24
P_2O_5	1,70	1,02	0,49	1,39	0,53	0,56	0,91	1,10	1,12
TiO_2	2,63	2,51	2,85	2,40	2,04	2,01	2,37	2,69	2,51
H_2O^-	2,01	----	0,91	1,27)	)		----)	4,02	2,46
H_2O^+	5,87	4,50	5,32	3,65)	9,47)	9,25	8,46)		6,66
CO_2	----	1,73	0,25	1,09)	)		2,54	Spur	1,61
	100,00	100,00	99,84	99,70	100,06	100,01	99,89	100,14	100,20

1 Kraftrain, W 10, anal.: LEOPOLD. *Eine CO_2 äquivalente Menge ist abgerechnet. SO_3 0,98; S 0,03.
2 Am Hofwald, W 39, anal.: Geochem.Zentrallab. Tüb.1970. Sp. in ppm: Nb=100,Sr=800,Ba=1150,Rb=60.
3 Jusi, W 46, anal.: BLATTMANN 1938.
4 Buckleter Kapf, W 55, anal.: LEOPOLD. Spur: S; SO_3.
5 Buckleter Kapf, W 55, anal.: Labor Tübingen.
6 Buckleter Kapf, W 55, anal.: Labor Tübingen.
7 Bölle, W 80, anal.: Geochem.Zentrallab.Tüb.1970. Sp. in ppm: Sr=960, Ba=1150, Rb=40, S einige 100, Cl einige 100.
8 Grabenstetten, Gang, W 82, anal.: GAISER. SO_3: 0,94.
9 Sulzburgberg, W 83, anal.: LEOPOLD. Spur: S; SO_3.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	34,73	37,75	36,64	39,39	33,89	35,91	65,20	37,24	39,15
Al_2O_3	6,74	8,60	7,96	7,55	9,93	7,70	15,21	6,83	14,47
Fe_2O_3	4,53	5,30	6,19	6,33	15,63	6,05	n.b.	4,95	10,60
Cr_2O_3	0,20	n.b.	n.b.	n.b.	Spur	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
FeO	6,82	5,75	5,59	5,64	-----	5,75	5,42	6,50	-----
CaO	16,50	14,55	15,11	13,98	15,19	15,50	3,62	13,37	14,58
MgO	18,71	18,06	18,15	13,91	16,14	19,80	3,01	21,00	7,56
Na_2O	1,35	2,91	2,85	4,88	2,86	2,52	2,94	2,02	1,40
K_2O	0,66	1,56	1,44	1,45	-----	1,56	3,63	1,28	0,91
MnO	0,18	0,21	0,17	n.b.	Spur	0,24	0,09	0,23	n.b.
P_2O_5	0,74	0,40	0,91	0,72	1,41	0,57	n.b.	0,85	0,82
TiO_2	2,47	2,30	2,50	3,01	0,64	2,45	0,85	2,70	2,37
H_2O^-	1,31	n.b.	0,03)	4,06)	2,90	n.b.	n.b.	-----	3,50
H_2O^+	4,11	n.b.	1,56)	)		n.b.	n.b.	2,35	4,78
CO_2	0,96	n.b.	0,53	Spur	1,41	n.b.	n.b.	0,25	n.b.
	100,01	99,88	99,71	100,92	100,00	99,91	100,00	99,58	100,14

10 Künzenbrühl, W 85, anal.: LEOPOLD. Spur: S; SO_3.
11 Künzenbrühl, W 85, anal.: Labor Tübingen. Zuzügl.: 2,49 Glühverl.
12 Hochbohl, W 87, vielleicht Künzenbrühl? anal.: WOHLMANN. Zuzügl.: S 0,10;BaO 0,05;ZrO_2 0,03.
13 Eisenrüttel W 143/144, anal.: GAISER.
14 Sternberg, W 177, anal.: MEYER in STELZNER 1882. Fe_2O_3: Gesamt-Fe, Spur S.
15 Sternberg, W 177, anal.: Labor Tübingen. Zuzügl.:Glühverl. 1,86.
16 Sternberg, W 177, Glas, Mittelwert aus 3 gut übereinstimmenden Analysen mit der Mikrosonde. FeO: Gesamt-Fe.
17 Dietenbühl, W 162, anal.: Geochem.Zentrallabor Tüb.1970. Sp. in ppm: Nb=100, Sr=1100, Ba=1050, Rb=30.
18 Bürzlen, W 129, Tuffbombe. Anal.: PAPENFUSS 1963. Fe_2O_3: Gesamt-Fe.

8.2. Niggli-Zahlen und Magmentypus

In der folgenden Tabelle sind die Niggli-Zahlen der Analysen 1.....18 angegeben:

	1	2	3	4	5	6
si	48.46	62.03	57.25	53.31	57.29	57.75
al	4.99	7.98	7.73	3.67	7.41	7.39
fm	58.58	55.66	57.02	60.39	61.43	62.10
c	33.67	31.47	31.04	32.51	29.24	28.55
alk	2.76	3.88	4.20	3.41	1.91	1.96
k	0,439	0.397	0.273	0.197	0.260	0.254
mg	0.726	0.722	0.733	0.681	0.750	0.757
ti	3.18	3.28	3.61	2.93	2.61	2.56
p	1.16	0.75	0.35	0.96	0.38	0.40

	7	8	9	10	11	12
si	60.00	56.89	50.99	57.26	62.53	59.92
al	7.18	8.28	4.86	6.68	8.39	7.67
fm	65.20	49.89	67.13	61.32	59.46	59.83
c	25.29	32.60	25.81	29.15	25.84	26.47
alk	2.33	9.22	2.19	2.85	6.32	6.02
k	0.631	0.243	0.364	0.322	0.261	0.249
mg	0.756	0.733	0.747	0.750	0.754	0.739
ti	3.29	3.38	3.10	3.06	2.86	3.07
p	0.71	0.78	0.78	0.52	0.28	0.63

	13	14	15	16	17	18
si	71.16	55.68	56.37	234.49	60.23	86.16
al	8.04	9.61	7.12	32.26	6.51	18.77
fm	54.69	59.09	61.35	35.26	65.83	42.58
c	27.06	26.74	26.07	13.97	23.17	34.38
alk	10.22	4.55	5.46	18.57	4.49	4.28
k	0.195	---	0.286	0.448	0.294	0.298
mg	0.685	0.669	0.755	0.459	0.300	0.582
ti	4.09	0.79	2.89	2.31	3.28	3.92
p	0.55	0.98	0.38	n.b.	0.58	0.76

Chemisch sind die Melilith-Nephelinite der Alb unter die jacupirangitischen Magmen einzuordnen, also in den ultrafemischen Teil der atlantischen Natron-Reihe.

Solche jacupirangitische Magmen haben nach NIGGLI (1923, Bd.I) die folgenden typischen Werte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	
70	7	56	35	2	0,30	0,55	um 6	jacupirangitisch
57,8	7,3	59,8	28,4	4,6	0,288	0,73	3,0	Mittel aus 15 Analysen

Es zeigt sich, daß die si-Werte der Nephelinite im allgemeinen etwas zu niedrig liegen. Nur das Gestein des Eisenrüttel würde hier gut passen, doch liegt der alk-Wert wesentlich zu hoch. Ganz allgemein unterscheiden sich die Nephelinite von den jacupirangitischen Magmen durch wesentlich höhere mg-Werte, d.h. Mg überwiegt Fe wesentlich. Schließlich ist ti etwa um die Hälfte niedriger.

Demgegenüber haben die bisher analysierten Tuffe deutlich höhere si-Werte und höhere al-Werte ergeben. Inwiefern aber solche Analysen das wirkliche "Tuff-Magma" widerspiegeln, bleibt fraglich. Höhere si- und al-Werte könnten ebenso gut dadurch entstehen, daß sich SiO_2 und Al_2O_3 durch Zersetzung anreichern, während die femischen Bestandteile und die Alkalien weggeführt werden. Der höhere SiO_2-Gehalt wird besonders durch eine höhere Quarz-Zahl deutlich. Sie beträgt für die Nephelinite zwischen -50 und -70, ausnahmsweise auch bis -80 (Gang von Grabenstetten). Für die Tuffbombe des Bürzlen ergibt sich -31. Die von RITTMANN angegebene AMS-Norm ergibt für den Feldspat dieser Bombe rund 38 % Anorthit, was einem essexitischen bis theralithischen Chemismus entspräche. Der Magmentypus dieser Bombe liegt nach PAPENFUSS im ultrafemischen Bereich der Kalk-Alkali-Reihe und wäre pyroxenitisch-hornblenditisch. Für solche Magmen sind folgende NIGGLI-Zahlen charakteristisch:

si	al	fm	c	alk	k	mg
80	10	74	14	2	?	0,72

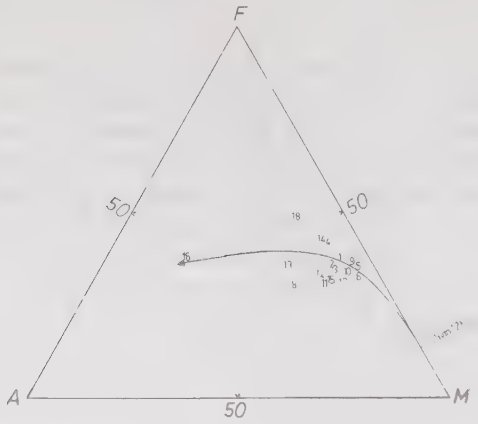
Für das Glas des Gesteins vom Sternberg läßt sich bereits normativer Quarz berechnen (19 %). Die Norm-Berechnung ergibt hier Rhyolith; nach NIGGLI (1923) wäre der Chemismus opdalitisch bis normalgranitisch mit den folgenden typischen Werten:

si	al	fm	c	alk	k	mg	
215	32	32	18	18	0,50	0,45	opdalitisch
270	35	26	15	24	0,42	0,33	normalgranitisch (Kalk-Alkali-Reihe)

In der folgenden Textabbildung sind die Niggli-Werte der untersuchten Gesteine gegen si aufgetragen. Von geringen Schwankungen abgesehen, fallen fm und c stetig mit steigendem si, während al und alk in dieser Richtung zunehmen. Nicht berücksichtigt für den Verlauf der Kurven wurde Analyse No. 18 (Tuffbombe, Bürzlen). Deutlich wird die Sonderstellung des Gangs von Grabenstetten (No. 8), der sich durch einen niedrigen fm-Wert und einen höheren alk-Wert auszeichnet. Die zweimalige Überkreuzung der Kurven für al und alk wird durch die etwas aberrante Zusammensetzung des Eisenrüttel (No. 13) verursacht (alk größer al).

Textabb.1: Variation von fm,c,al,alk gegen si. Nicht mehr dargestellt sind die darstellenden Punkte des Glases vom Sternberg (No. 16).

Zur Darstellung der Unterschiede im Chemismus der untersuchten Gesteine eignet sich besonders auch das AMF-Diagramm. Es bedeuten: A = Na_2O+K_2O; M = MgO; F = $FeO+Fe_2O_3$. Zum Vergleich ist die Zusammensetzung des Olivins in den untersuchten Gesteinen angegeben. Olivin kann als das Anfangsglied der Kristallisationsbahn und Glas als deren Endglied betrachtet werden. Das Mittel von 15 der angegebenen Analysen-Werten (ohne die No. 7, 16, 18) wird am besten von Analyse No. 3 repräsentiert.



Textabb. 2: AMF-Diagramm der Alb-Gesteine

Tabelle der AMF-Werte

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
A	6.5	9.5	9.6	7.1	4.4	4.4	5.8	20.6	4.5	6.3
M	55.8	53.8	54.6	50.6	60.1	60.8	60.0	48.2	59.4	58.5
F	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	35.6	34.8	[illegible]	31.2	36.1	35.2

	11	12	13	14	15	16	17	18	Mittel aus 15 Nepheliniten
A	13.4	12.8	20.0	8.6	11.6	43.5	9.3	11.9	9.9
M	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
F	32.3	33.5	35.9	42.5	32.4	36.5	31.5	49.1	35.6

8.3. Normativer Mineralbestand

Die Berechnung eines hypothetischen, normativen Mineralbestandes ist sinnvoll, wenn Gesteine untersucht werden sollen, die ganz oder teilweise glasig erstarrt sind. Im vorliegenden Falle erschien eine Berechnung angezeigt, da wesentliche Teile der untersuchten Gesteine aus nicht auflösbarer und nicht integrierbarer Grundmasse bestehen. Die Normberechnung sollte also zusätzliche Aussagen erlauben über einen wahrscheinlichsten Mineralbestand, da der tatsächliche zu einem wesentlichen Teil okkult ist.

Diese Berechnung wurde nach der von RITTMANN (1968) angegebenen AMS-Norm (Associazione Mineralogiche Stabile) durchgeführt, die auf empirischer Grundlage ermittelt wurde. Der Nachteil dieser und auch anderer Berechnungsmethoden ist, daß mit Mineralen und Endgliedern von Mischkristallen gerechnet wird, die oft tatsächlich gar nicht vorkommen. Der Grund dafür ist, daß in den natürlichen Gesteinen von fast unbegrenzt vielen möglichen pT-Bedingungen immer nur eine ganz bestimmte Bedingung verifiziert ist, die nicht die wahrscheinlichste zu sein braucht.

In der folgenden Tabelle sind die berechneten Mineral-Assoziationen angegeben. Es bedeuten: Aug = Augit, TiAu = Titan-Augit, Äg = Na-Augit, SubA = "Subcalcic Augite", ImPi = "Intermediate Pigeonite", An-Geh. = Anorthit-Gehalt.

	1	2	3	4	5	6
Nephelin	-	6.7	5.3	-	1.8	2.3
Kalsilit	1.2	4.1	2.7	1.7	1.2	1.2
Hauyn	14.3	-	-	-	-	-
Pyroxen	21.5	43.3	11.7	-	27.1	29.4
	Aug	TiAu	TiAu		Aug	Aug
Melilith	26.5	9.9	42.3	50.6	29.6	26.6
Olivin	23.0	24.7	29.0	36.3	34.3	34.7
Perowskit	1.0	0.4	1.8	1.8	0.9	0.9
Magnetit	3.5	3.4	5.3	3.4	3.6	3.5
Calcit	5.6	5.1	0.7	3.3	-	-
Apatit	3.3	2.5	1.2	3.5	1.4	1.5
Farbzahl	84.5	89.3	92.0	98.8	97.0	96.5

	7	8	9	10	11	12
Nephelin	0.4	13.3	2.1	4.0	11.8	11.3
Kalsilit	0.9	-	1.5	1.6	3.7	3.5
Hauyn	0.7+	14.3	-	-	-	-
Pyroxen	31.8	8.0	9.6	24.4	19.6	15.9
	TiAu	Äg	SubA	TiAu	Aug	TiAu
Melilith	13.3	39.6	29.1	27.0	29.1	29.1
Olivin	32.8	18.7	43.3	33.2	29.4	30.5
Perowskit	0.7	1.5	1.6	1.1	1.1	1.3
Magnetit	3.4	2.4	5.0	4.2	4.3	4.7
Calcit	7.6	-	4.9	2.8	-	1.5
Apatit	2.3	2.2	2.9	1.8	0.9	2.1
Farbzahl	91.8	72.4	96.4	94.4	84.5	85.2

+Sodalith

	13	14	15	16	17	18
Nephelin	23.8	13.7	9.0	-	8.0	5.9
Kalsilit	-	-	3.7	-	3.2	-
Plagioklas	-	-	-	36.0	-	37.9
An-Geh.				44		82
Pyroxen	41.6	27.7	1.1	13.1	25.7	37.7
	Äg	Aug	Aug	ImPi	TiAu	TiAu
Melilith	18.7	15.1	43.1	-	18.9	-
Olivin	10.8	33.3	34.9	-	36.1	9.5
Perowskit	0.9	0.2	1.7	-	1.0	-
Magnetit	2.7	2.5	5.1	-	4.3	0.9
Calcit	-	4.0	-	-	0.7	-
Apatit	1.5	3.4	1.3	-	2.0	2.0
Ilmenit	-	-	-	0.9	-	2.3
Sanidin	-	-	-	31.0	-	3.9
Quarz	-	-	-	18.9	-	-
Farbzahl	76.2	86.3	87.3	14.0	88.8	52.4

Auf den ersten Blick wird die Unzulänglichkeit dieser Berechnungsmethode deutlich. Besonders eklatant ist dies der Fall bei Eisenrüttel, bei dem sich 18.7 % Melilith errechnen lassen. Tatsächlich enthält aber das Gestein des Eisenrüttel dieses Mineral nicht. Auf der anderen Seite ergibt sich normativ weder Kalsilit noch Leuzit, obgleich die Analyse beträchtliche K_2O-Gehalte erkennen läßt.

Wie aus dem Vergleich mit den durch Integration gewonnenen Werten ersichtlich wird, führt die AMS-Normberechnung wohl im allgemeinen zu höheren Olivin-Gehalten, zu höheren Melilith-Gehalten und zu niedrigen Pyroxen-Gehalten. Der Grund hierfür ist wohl darin zu suchen, daß die MgO-Gehalte der Analyse zu Olivin berechnet werden, ungeachtet der Tatsache, daß der Melilith, der ja åkermanitreich ist, beträchtliche Gehalte an MgO aufnimmt. Die Pyroxen-Gehalte, die in der Grundmasse verborgen sind, müßten höhere Werte für Pyroxen erwarten lassen. Für Pyroxen müßte mehr CaO verrechnet werden. Solche Betrachtungen geschehen allerdings unter der vielleicht nicht ganz zulässigen Annahme, daß das Material des Dünnschliffs und der chemisch analysierten Probe identisch ist. Die sehr unterschiedlichen Werte für Nephelin deuten dies an. Gut passen würden die Werte für Kalsilit, die rund 1/3 bis 1/4 des Nephelins ausmachen.

9. Die Assimilation von Fremdgestein

Als erster hat wohl MÖHL (1874) darauf aufmerksam gemacht, daß die Melilith-Nephelinite der Schwäbischen Alb durch die Aufnahme von Kalk verändert sein könnten. Er fand am Jusi "Jurakalkbrocken, die mit dem Basalte innig verschmolzen" und in Wollastonit-Aggregate umgewandelt sind.

Später hat GAISER (1905) in verschiedenen Tuffen Kalkton-Granate nachweisen können und daraus geschlossen, daß diese ein Reaktionsprodukt des "basaltischen Schmelzflusses mit Kalkgesteinen" sein müßten. Dieser Granat soll besonders in zu Kalksilikat-Hornfelsen verändertem Nephelinit auftreten und aus der Häufigkeit schließt er, daß er wohl kaum aus fremden Gesteinen, wie etwa Gneisen,

stammen kann.

Die von MÖHL (1874) am Jusi beobachteten Verhältnisse bestätigt VOSSELER (1913). Er konnte eine glasige, augitfreie Randzone des Nephelinits zum Tuff nachweisen und fand auch Sediment-Einschlüsse mit intensiver kontaktmetamorpher Umwandlung.

BLATTMANN (1938) weist darauf hin, daß der Nephelinit des Eisenrüttel wohl am wenigsten durch Kalkassimilation verändert sein dürfte, was seinen Ausdruck im vergleichsweise hohen Kieselsäure- und Alkali-Gehalt und im Fehlen des Meliliths hat.

G.LEOPOLD (1940) stellt genauere Überlegungen über eine mögliche Assimilation an. So weist er auf den hohen Calcium-Gehalt der Alb-Gesteine hin und macht weiter wahrscheinlich, daß durch Kalk-Aufnahme der Augit instabil wurde und sich zu Melilith und Spinell umsetzte. Die von ihm formulierte Reaktion ist:

$$\underset{\text{(4 Augit)}}{Ca_4MgFe_2AlSi_5Al_3O_{24}} + 2\,CaO + 1/2\,O_2 \longrightarrow \underset{\text{(3 Melilith)(1 Spinell)}}{Ca_6MgFeAlSi_5AlO_{21} + FeAl_2O_4}$$

LEOPOLD machte sich auch Gedanken über die Herkunft der Gasmassen, die die Tuffe ausgeworfen haben und erklärt sie durch Aufschmelzung von Kalk. Das entstehende CO_2 führte bei Druckentlastung zu explosionsartigen Gasausblasungen.

CARLÉ (1958) streift die Frage nach möglicher Kalkassimilation am Rande und läßt offen, ob das Kohlendioxid, das noch heute in der weiteren Umgebung des Vulkangebiets der Erde entströmt, ehedem im Magma gelöst war oder erst durch die Wollastonit-Reaktion entstanden ist. CARLÉ ist der Ansicht, daß es jedenfalls nicht fossilen Gasblasen entstammen kann - dann wären die Vorräte längst erschöpft - sondern daß das CO_2 laufend nachgeliefert wird. Ist seine Ansicht richtig, so müßte die Assimilation von Kalk auch heute noch fortdauern.

Demgegenüber hält WALENTA (1960) nach Abwägung des Für und Wider Kalkassimilation nicht für wahrscheinlich. Er neigt zu der Ansicht, daß die Melilithe primär magmatisch gebildet sind.

Assimilation von Sedimenten des Albkörpers, insbesondere des Muschelkalk, hätte nach seiner Meinung zu hohen Alkali-Gehalten führen müssen, so daß höchstens die Assimilation von im Grundgebirge lagernden Marmoren in Frage käme.

Aufgrund der im Rahmen dieser Arbeit gefundenen Ergebnisse, die erstmals eine exaktere Festlegung der Stabilitätsbedingungen der Mineralien des Nephelinits erlauben, ist es heute möglich, genauere Aussagen über die Assimilation von Fremdgestein zu machen.

Seit langem ist die Ausnahme-Stellung, die der Nephelinit des Eisenrüttel unter den Nepheliniten einnimmt, bekannt. Das Gestein ist das kieselsäure- und alkalireichste der Schwäbischen Alb. Zugleich derf der Eisenrüttel als der größte Nephelinit-Schlot gelten; Melilith enthält er nicht. Überdies scheint am Eisenrüttel Tuff zu fehlen, worauf schon GAISER (1905) hingewiesen hat. Erdige Massen, die am Eisenrüttel vorkommen, scheinen nicht Tuff, sondern Zersetzungsmassen des Nephelinits zu sein. Besonders auffällig am Eisenrüttel ist auch der Pyroxen, der hier Zentimeter-Größe erreichen kann. Dieser hat einen beträchtlichen Anteil an der Ägirin-Komponente.

Alle diese Indizien sprechen dagegen, daß das Gestein des Eisenrüttel durch Assimilation von Fremdgestein wesentlich verändert ist. Die Aufnahme von Kalk hat immer desilifizierende Wirkung und führt zu niedrigeren Alkali-Gehalten. Kalkassimilation kann am Eisenrüttel also nicht oder nur in beschränktem Maße geschehen sein. Hierfür spricht auch, daß die Pyroxene hier besonders groß und idiomorph sind. Die Aufnahme von Kalk müßte aber zur Korrosion des Pyroxens und zur Bildung von Åkermanit führen. Auch ein Pyroxen von der Zusammensetzung des Ferro-Augits, der den Åkermanit ersatzweise vertreten könnte, kommt nicht vor.

Die Bildung der Pyroxene in den Melilith-Nepheliniten geschieht etwa in der folgenden Weise: Früh ausgeschiedener Olivin wird durch die nun kieselsäurereichere Schmelze teilweise wieder gelöst. Dieser Vorgang wird erleichtert durch die Druckentlastung, die eintritt, wenn Spalten aufreißen. Es kristallisiert nun Salit,

der aber sofort instabil wird, wenn Kalk assimiliert wird. Salit reagiert mit der kalkreichen Schmelze zu Åkermanit. Åkermanit kann sich aber auch direkt als Reaktionsprodukt der Schmelze mit Kalk bilden, sofern die Schmelze die Komponenten anbietet. Wenigstens steht dieser Annahme nichts entgegen.

Ist kein Kalk assimiliert worden, wie es KRAUSE (1969) für die Melilith-Nephelinite des Hegau wahrscheinlich machte, so ist der Melilith ein Gehlenit. In diesem Fall ist der Salit auch nicht korrodiert, sondern bildet die Kerne der Augite. Pyroxene dieser Zusammensetzung beschrieben KRAUSE und HUCKENHOLZ (1965). Pyroxene in durch Kalk-Assimilation veränderten Nepheliniten können daher wohl nicht idiomorph sein.

Die Korrosion des Olivins zu Biotit in der relativ alkalireichen und sauren Umgebung eines durch gravitative Differentiation veränderten Magmas haben wir dagegen wesentlich später einzuordnen. Es ist dies eine Reaktion, die unabhängig und unbeeinflußt von dem Vorgang der Assimilation geschieht. Höhere Wassergehalte, wie sie zur Biotit-Bildung nötig sind, bedingen subvulkanische Druck- und Temperaturbedingungen, wie sie im Bereich der Magmenkammer und darüber anzunehmen sind.

Verhältnisse, wie wir sie in ähnlicher Weise für den Nephelinit des Eisenrüttel annehmen dürfen, kommen vielleicht auch in den sehr kleinen Bereichen der Titan-Kliopyroxen-Aggregate vor, wie sie vor allem im Nephelinit des Künzenbrühl beobachtet werden können. Chemisch würden sich für diese Bereiche hohe alk-Werte, niedrige c-Werte und deutlich höhere si-Werte ergeben, denn Melilith kommt nicht vor und Nephelin ist angereichert. Die Kerne der Titanaugite haben diopsidische Zusammensetzung und die Ränder zeigen Übergänge zu Ägirinaugit.

Eine späte Bildung ist ein Ferro-Augit. Auf seine Beziehungen zum Åkermanit ist schon hingewiesen worden. Die beiden Minerale sind im Gestein schlierig angehäuft und vertreten sich gegenseitig. In einigen Nepheliniten fehlt dieser spät ausgeschiedene Pyroxen sogar. Insgesamt ist die Summe Augit + Åkermanit nicht konstant.

Im Gestein des Bölle ist der Ferro-Augit ganz durch Melilith vertreten. Chemisch sind beide Minerale sehr ähnlich. Sie unterscheiden sich praktisch nur im Verhältnis Ca/Mg, aber die Summe von CaO + MgO ist in ihnen $\pm$ konstant und liegt bei 36 Gew. %. Allerdings kann Åkermanit höhere Na-Gehalte aufnehmen. Åkermanit ist der Hauptträger des CaO in den untersuchten Gesteinen; Melilith vom Hochbohl enthält 27,47 % CaO. Åkermanit ist ein Produkt der Kontaktmetamorphose der Schmelze mit assimiliertem $CaCO_3$ oder ein Reaktionsprodukt des Salits mit $CaCO_3$. Ist weniger CaO und mehr MgO zur Verfügung und ist die Schmelze lokal SiO_2-reicher, so bildet sich ein Ferro-Augit. Es erklärt sich so zwangslos die auffällige Schlierigkeit in einigen Gesteinen. Der Ferro-Augit ist ebenso wie der Åkermanit eine späte Bildung. Für die Kristallisation des Åkermanit haben wir rund 650°C anzunehmen. Unterhalb dieser Temperatur und bei kleinen Drucken würde Åkermanit in Wollastonit und Monticellit zerfallen. Wassergehalte würden diese Temperatur allerdings noch senken können. Die Zusammensetzung des Meliliths vom Hohenbohl liegt im Bereich des ternären Eutektikums Na-Melilith - Gehlenit - Åkermanit. Nach Angaben von SAHAMA (1967) sind die zentralen (isotropen) Partien der Melilithe MgO-reicher und Fe-ärmer, während der Al_2O_3-Gehalt kaum erkennbaren Variationen unterworfen ist. Folglich muß sich die Zusammensetzung von der Åkermanit-reichen Seite auf das Eutektikum zu bewegt haben. Die Aufnahme von Eisen im Melilith-Molekül ist bei tiefen Temperaturen beschränkt. Hierauf deutet an den Rändern der Melilithe ausgeschiedener Magnetit.

Die Alkali-Gehalte der Melilithe können nicht groß sein, denn alkalireicher Melilith ist bei tiefen Drucken nicht stabil. Die optischen Befunde bestätigen diese niedrigen Alkali-Gehalte. Dies darf als ein weiteres Indiz für die Entstehung des Meliliths aus Assimilationsreaktionen gewertet werden. Hohe Alkali-Gehalte wären schwer erklärlich, wenn man Assimilation annimmt. Der Alkali-Gehalt der Gesteine wäre also als ein Indikator für den Grad der Assimilation anzusehen; der Alkali-Gehalt müßte dann in einem umgekehrten Verhältnis zum Grad der Kalk-Assimilation stehen. Die niedrigsten Alkali-Gehalte besitzt das Vorkommen Buckleter Kapf.

Gerade dieses Vorkommen ist aber äußerst feinkörnig erstarrt, was die Klärung von Assimilationsvorgängen anhand von isolierten Mineralfraktionen gerade hier sehr erschwert. Immerhin bestätigt der optische Eindruck, daß dieses Gestein sehr reich an Melilith ist. Der Ferro-Augit der Grundmasse tritt hier überdies stark zurück.

Ein wichtiger Hinweis auf Assimilation ist das Vorkommen von Wollastonit. Dieses Mineral konnte nur bei Künzenbrühl sicher nachgewiesen werden. Allerdings darf Wollastonit gar nicht zwingend gefordert werden, wenn man Assimilation annimmt, denn es würden zu seiner Bildung 51.7 % SiO_2 verbraucht werden. Solche hohen SiO_2-Gehalte sind wohl nur sehr lokal denkbar, etwa bei einer lokal geringen Durchbewegung des Magmas. Das Fehlen von Wollastonit in einigen der untersuchten Gesteine beweist also nicht, daß Assimilation nicht stattgefunden hat. Dieses Mineral ist in den stark SiO_2-untersättigten Gesteinen genetisch gar nicht möglich. Der Entstehung des Wollastonits als lokale Bildung wird gleichwohl der Vorzug gegeben, gegenüber der Möglichkeit seiner Entstehung als Disproportionierung des Åkermanits zu Monticellit und Wollastonit, denn Monticellit konnte nirgends beobachtet werden. Mit lokal höheren SiO_2-Gehalten muß immer gerechnet werden, wenn man Assimilation - etwa auch von Quarz-Sanden - annimmt.

Als weitere sichere Hinweise auf Assimilation können Relikte angesehen werden, die vom Magma nicht völlig verdaut wurden. Hierher gehören vereinzelte Quarze, Plagioklase und Zirkon.

Vom Magma angelöste, gerundete Quarze, ebenso wie Plagioklase, die genetisch nicht möglich sind, lassen auf die Aufnahme von Grundgebirge oder Rotliegend-Sediment schließen; für die Ausscheidung von Plagioklas ist das Magma zu basisch.

Der in einem Fall nachgewiesene Korund verdankt seine Entstehung wohl nicht solchen Relikten, sondern ist, wie der Wollastonit, als topochemische Reaktion gebildet worden.

Assimilation von Fremdgestein ist um so eher möglich, je verschiedenartiger die Zusammensetzung von Magma und Fremdgestein ist.

Solche extremen Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung müssen zur Ausbildung von niedrig schmelzenden Eutektika führen, aus denen dann die Melilithe kristallisieren. Die Ausscheidung des Meliliths muß über einen sehr langen Zeitraum hinweg geschehen sein und zeitlich wie räumlich abgebrochen sein, sobald sich das Ca/Mg-Verhältnis zugunsten des Ferro-Augits verschoben hatte.

Relativ kieselsäurereicher Salit ist am stärksten korrodiert worden, kieselsäureärmerer Titan-Augit zeigt weniger starke Korrosion, während der Ferro-Augit der Spätkristallisation als ein Reaktionsprodukt der Schmelze mit Fremdgestein anzusehen ist, sofern das Ca/Mg-Verhältnis seine Bildung zuließ. Höhere CaO- und niedrigere MgO-Gehalte führten dagegen zur Bildung von Melilith.

10. Vorstellungen über den Eruptionsmechanismus

Im Vulkangebiet der Schwäbischen Alb beginnt die Förderung von vulkanischem Material mit den Tuffen. Zur Tuffentstehung, genauer gesagt zur Abtrennung des Tuffs von seinem flüssigen Stammagma, sind zwei Möglichkeiten in Betracht zu ziehen.

Sind durch tektonische Beanspruchungen Spalten geöffnet worden, die bis in den Bereich der Magmenkammer reichen, so erscheint eine vorwiegend mechanische Tuffbildung möglich: Einzelne Lava-Fetzen werden hochgeschleudert, abgeschreckt und fallen zurück. Eine solche Eruption muß über lange Zeit hinweg unter relativ geringen Drucken vonstatten gegangen sein, wobei die dem Magma entweichenden Gase die treibende Kraft der Eruption waren. Solche Tuffe sind reich an Lapilli.

Die Extrusion an einer Spalte haben wir wohl auch für den Nephelinit des Eisenrüttel anzunehmen. Tuffe haben sich hier aber nicht gebildet, sei es, weil die Spalte hier besonders breit war und das Magma leicht entgasen konnte, oder weil dieses Magma arm an leichtflüchtigen Gemengteilen war. Zur Assimilation von Fremdgestein ist es nicht gekommen; sie ist bei Eruptionen an breiten Spalten auch nicht so gut vorstellbar. DEHM (1948) kartierte in unmittelbarer Nähe des Eisenrüttel eine starke Störung.

Demgegenüber haben wir mit einer vorwiegend chemischen Art der Tuffentstehung zu rechnen, wenn hohe Drucke geherrscht haben, wenn also zunächst keine freien Förderwege zur Verfügung standen. Assimiliert ein Magma außerordentlich große Mengen von Sediment, so muß es zu Tuffen degenerieren und abkühlen. Der Schmelzfluß hat sich also durch die Reaktion mit dem Nebengestein seinen Weg zur Erdoberfläche geschaffen. Erfolgten weitere Magma-Nachschübe, so sind diese in die vom Tuff geschaffenen Förderwege eingedrungen und als Melilith-Nephelinite erstarrt.

Es müssen also zunächst relativ hohe Drucke geherrscht haben und die Konzentration an leichtflüchtigen Bestandteilen muß hoch gewesen sein. Es liegt der Gedanke nahe, daß hohe Gehalte an CO_2 daran maßgeblich beteiligt waren. In der Tat haben wir Anhaltspunkte hierfür. So erbrachte die Bohrung Buttenhausen I (WIRTH, 1958) an leichtflüchtigen Gemengteilen vor allem CO_2. Das Gestein des Künzenbrühl enthält Fluorit. Es scheint jedoch nicht nötig, hohe Gehalte an CO_2 anzunehmen. Bereits wenige Prozente von im Magma gelöstem H_2O müssen genügen, um die Tuffe erumpieren zu lassen. Daß H_2O-Gehalte solcher Größenordnungen vorhanden waren, zeigen der Biotit und die in Tuffen vielfach angetroffene Hornblende an. Es muß aber auch mit der Aufnahme von H_2O aus den Sedimenten - insbesondere aus den an Tonen reichen - gerechnet werden. Später ist das Magma der Melilith-Nephelinite in die von Tuffen erfüllten Ausbruchsröhren intrudiert und hat den Tuff seinerseits wieder assimiliert. Hierzu muß das Magma in der Lage gewesen sein, da die Tuffe zu einem hohen Prozentsatz aus Sedimenten bestehen, die mit dem Magma niedrig-schmelzende Eutektika zu bilden in der Lage sind. Eine in diesem Zusammenhang wichtige Beobachtung hat VOSSELER (1913) gemacht, der am Jusi Reaktionserscheinungen des Magmas mit den Tuffen fand. Jedenfalls erscheint es ohne weiteres möglich, daß die Nephelinite durch die mit Tuffen ausgekleidete Schlotwandung hindurch bis zu den anstehenden Sediment-Schichten vordringen konnten.

Von dem in den Tuff intrudierenden Melilith-Nephelinit-Magma können wir uns etwa das folgende Bild machen: An der Kontakt-Zone zu den umgebenden Sedimenten ist es zur Bildung von Melilith bzw.

zur Bildung von Ferro-Augit gekommen, in einer weiter innen gelegenen Zone werden Salit und Titanaugit unter dem Einfluß der assimilierten Sedimente korrodiert. Im Zentrum des Schlotes befindet sich das unveränderte Nephelinit-Magma, dessen Olivine durch kieselsäurereiche Restschmelzen in Salit und Biotit umgewandelt werden.

Es muß also von innen nach außen zu der Abfolge Olivin - Salit/Titanaugit - Melilith/Ferro-Augit gekommen sein, die aber durch explosionsartige Vorgänge bei der Eruption mit dem Entgasen des Magmas wieder verwischt wurden.

11. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden 7 Melilith-Nephelinite der Schwäbischen Alb petrographisch charakterisiert; die Minerale des Melilith-Nephelinits wurden optisch, chemisch und röntgenographisch untersucht. Es wurden die Stabilitätsbeziehungen der Minerale diskutiert und dadurch die Assimilation von Fremdgestein nachgewiesen.

Früheste Ausscheidung sind Spinell und Perowskit. Olivin ist im Laufe der Abkühlung zwei Mal korrodiert worden. Einmal entstand aus Olivin durch Reaktion mit der Schmelze ein Salit, zum andern durch Einwirkung hochtemperierter, vielleicht überkritischer Lösung ein Biotit.

Es treten drei Pyroxene auf, die alle Ca-reich sind: Salit, Titan-Augit und Ferro-Augit. Salit und Titan-Augit zeigen verschiedene Grade der Korrosion durch ein Magma, das durch Assimilation in seiner Zusammensetzung verändert wurde. Dagegen ist Ferro-Augit ein Vertreter des Meliliths und zeigt alle Merkmale der Kristallisation in zweiter Generation.

Melilith und Ferro-Augit vertreten sich gegenseitig und sind ein Grund für die Inhomogenitäten im Gestein. Beide sind das Produkt der Reaktion der Schmelze mit kontaminierenden Sedimenten. War die Zusammensetzung lokal MgO-reicher, entstand anstelle des

Melilith ein Ferro-Augit. Dieser Melilith ist åkermanit-reich und war Fe-reich. Sein Fe-Gehalt muß dem des Ferro-Augit entsprochen haben.

Das Auftreten von Wollastonit und Kalk-Ton-Granaten darf als Beweis für Assimilation nicht zwingend gefordert werden. Da die Magmen sehr basisch sind, dürfen diese Minerale gar nicht vorkommen, sondern sind höchstens als lokale Bildungen anzusehen.

Obgleich der Anteil der hellen Gemengteile mitunter unter 10 % liegt, wurden diese Gesteine - in Anlehnung an die Klassifikation nach STRECKEISEN - einheitlich "Melilith-Nephelinite" genannt. Das Stammagma der Melilith-Nephelinite muß ehedem die Zusammensetzung eines echten Nephelinits gehabt haben, bevor es zur Assimilation und Eruption kam.

Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. WEISKIRCHNER, danke ich für die Anregung zu dieser Arbeit sowie für sein immer währendes Interesse an ihrem Fortgang.

Dem Direktor des Mineralogisch-Petrographischen Instituts, Herrn Prof. Dr. v.ENGELHARDT, danke ich für die mir in seinem Institut gewährten Arbeitsmöglichkeiten.

Leider war es Herrn Dozent Dr. PUCHELT, dem Leiter des Geochem. Zentrallabors der Erdwissenschaftlichen Institute, nicht möglich, innerhalb eines Jahres drei Gesteinsanalysen anzufertigen. Die betreffenden Werte konnten daher zwar noch in die Tabellen, aber nicht mehr in die Diagramme eingearbeitet werden.

Nicht vergessen möchte ich die Herren MANGLIERS und cand.min. V.STÄHLE, die bei der Anfertigung einer Analyse mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde entscheidend behilflich waren. Herrn MÄLLICH verdanke ich die Anfertigung zahlreicher Dünnschliffe.

Literaturverzeichnis

BARTH,T.F.W.,CORRENS,C.W.,ESKOLA,P.: Die Entstehung der Gesteine,1939.

BERZ,K.C.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg, Blatt 4322 Kirchheim u.T.

BLATTMANN,S.: Der Olivinmelilith vom Jusi,Z.bl.Min.,Abt.A, Nr.10,S.309,1938.

BOWEN,N.L.: The genesis of melilite. J.Washington Acad.Sci., 13: 1-4,1923.

BOWEN,N.L.: Progressive metamorphism of silicious limestone and dolomite.Journ.Geol.,48,S.166,1940.

BRANCO,W.: Neue Beobachtungen über die Natur der vulkanischen Tuffgänge in der Schwäbischen Alb und ihrem nördlichen Vorlande. Jh.Ver.f.vaterl.Nat.kde.i.W.,1893.

BRANCO,W.: Schwabens 125 Vulkan-Embryonen und deren tufferfüllte Ausbruchsröhren, das größte Gebiet ehemaliger Maare auf der Erde. Stuttgart 1894.

BRÄUHÄUSER,M.: Die Herkunft der krist.Grundgebirgsgerölle in den Basalttuffen der Schwäb.Alb.Jh.Ver.vaterl.Nat.kde.i.W., Bd.74,1918.

BRÄUHÄUSER,M.: Das Basalttuffmaar am Rauberbrunnen.Jber.Mitt. Oberrh.Geol.Ver.,N.F. Bd.8,1919.

BRÄUHÄUSER,M.: Begleitworte zur geognost.Spezialkarte von Württemberg, Blatt Kirchheim 1:50 000,1922.

BRÖGGER,W.C.: Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite.Z.Krist.,16, 232-234,1890.

CARLÉ,W.: Kohlensäure, Erdwärme und Herdlage im Uracher Vulkangebiet und seiner weiteren Umgebung. Z.dt.Geol.Ges., 110,1958,S.71-101.

CARLÉ,W.: Bau und Entwicklung der südwestdeutschen Großscholle. Beih.Geol.Jb.,16,1955.

CARLÉ,W.u.a.: Führer zu den Exkursionen anläßlich der 90.Tagung des Oberrh.Geol.Vereins in Ludwigsburg und Stuttgart. Arb.Geol.Inst.TH Stuttgart,N.F.57,1969.

CLOOS,H.: Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an dem Schwäbischen Vulkan. Geol.Rd.schau,Band XXXII, Heft 6-8,1941.

DEER,HOWIE,ZUSSMAN: Rock forming minerals. Volume 1,1965.

DEFFNER,C.: Begleitworte zur geognost.Spezialkarte Blatt Kirchheim 1:50 000, 1871.

DEFFNER,C.: Begleitworte zum Atlasblatt Kirchheim u.T., 1872.

DEFFNER,C.: Die Granite in den vulkanischen Tuffen der Schwäb.Alb. Jh.Ver.vaterl.Nat.kde.i.W.,29,1873.

DEHM,R.: Geologische Karte 1:25 000, Blatt 7522, Urach. (Manuskriptkarte, unveröffentlicht), 1948.

DOELTER,C.: Petrogenesis. Braunschweig, 1906.

EDELMAN & DOEGLAS: Reliktstrukturen detritischer Pyroxene und Amphibole. Tscherm.miner.petrogr.Mitt.42,1932.

EHRAT,H.& JOOSS,C.H.: Das Alter der vulkanischen Tuffe im Urach-Kirchheimer Gebiet und im Hegau. Stuttgart 1921.

EINSELE,G.& SCHÖNENBERG,R.: Epirogen-tektonische Grundzüge des süddeutschen Beckens und seiner südöstlichen Randgebiete im Mesozoikum. Publ.Serv.Géol.Lux.,Vol.XIV,p.139-164,1964.

ENDRISS,K.: Geologie des Randecker Maars und des Schopflocher Riedes. Z.dt.geol.Ges.,41,1889.

ENGELHARDT,W.v.& WEISKIRCHNER,W.: Einführung zu den Exkursionen der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft zu den Vulkanschloten der Schwäbischen Alb und in den Hegau während der 39. Jahrestagung in Tübingen, 11. bis 17. September 1961.

ERVIN,G.& OSBORN,E.F.: X-ray data on synthetic melilites. Amer.Miner.,34,717-722,1949.

FRAAS,E.: Begleitworte zur geognost.Spezialkarte, Blatt Kirchheim 1:50 000, 1898.

FRITZ,G.: Geologische Karte, Blatt Urach 7522, NW-Teil, 1:10 000, unveröffentlicht, im Geol.Inst.TH Stuttgart.

GAISER,E.: Basalte und Basalttuffe der Schwäb.Alb. Jh.Ver.vaterl.Nat.kde.i.W.,1905.

GWINNER: Zur Geologie des Blattes Urach. Arb.Geol.Inst.TH Stuttgart,N.F.24,1959.

HAMILTON & MacKENZIE: Nepheline solid solution in the system $NaAlSiO_4$-$KAlSiO_4$-SiO_2. Journ.Petr.1,S.56-72,1960.

HARKER & TUTTLE: The lower limit of stability of Åkermanite ($Ca_2MgSi_2O_7$). Amer.J.Sci.,Vol.254,S.468-478,August 1956.

HUCKENHOLZ,H.G.: Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel. Beitr.Min.Petr.,Bd.11,1965.

HÜTTNER,H.: Die Geologie der Randecker Halbinsel und ihre Bedeutung für das Uracher Vulkangebiet. Diss.Tübingen,1952.

KENNEDY,G.C.: Charts for correlation of optical properties with chemical composition of some common rock forming minerals. Amer.Miner.32,S.561-573,1947.

KEPPNER,G.: Erdmagnetische Untersuchungen an Gasvulkanen der Schwäb.Alb. Arb.Geol.Inst.TH Stuttgart,N.F.25,1959.

KOMMERELL,H.: Die Geologie der Achalmlandschaft. Jb.u.Mitt.Oberrh.Geol.Ver.,N.F.15,1926.

KOMMERELL,H.: Nachträge. Jb.Mitt.Oberrh.Geol.Ver.,1929.

KRAUSE,O.: Die Melilith-Nephelinite des Hegaus. Diss.Tübingen, 1969.

KUSHIRO,K.: The Join Åkermanite - Soda-Melilite at 20 kilobars. Year Book 63, S.90-92, Carnegie Institution.

KUSHIRO,K.: Stability field of Åkermanite. Year Book 63, S.84-86, Carnegie Institution.

LEIBBRAND,K.v.: Das staatliche Basaltwerk Urach in Württemberg, Berlin 1889.

LEOPOLD,G.: Die chemischen und physiographischen Beziehungen der basischen Eruptiva der Alb, des Hegaus und des Polzengebietes (Sudetenland) zu den Ankaratriten Madagaskars. Jber.Mitt.Oberrh.Geol.Ver.,N.F.Bd.29,1940.

LOHMANN,L.: Ein Beitrag zur Petrographie melilithführender Olivin-Nephelinite aus dem Gebiet Fritzlar (Nordhessen). Beitr.z.Min.u.Petr.,9,1964.

MANDELSLOHE,Graf,v.: Mémoire sur la constitution géologique de l'Albe du Württemberg. Lu à Stuttgart, 1834.

MANDELSLOHE,Graf,v.: Beobachtungen über die Zunahme der Erdwärme in dem 1186' württemb. tiefen Bohrloche zu Neuffen, angestellt mit dem Magnus'schen Geothermometer. N.Jb.Min.,etc.,S.440-443,1844.

MÄUSSNEST,O.: Erdmagnetische Untersuchungen im Kirchheim-Uracher Vulkangebiet. Jber.u.Mitt.Oberrh.Geol.Ver. N.F. 38, 1956.

MÄUSSNEST,O.: Ergebnisse der erdmagnetischen Aufnahme 1957 im Kirchheim-Uracher Vulkangebiet. Jh.geol.Landesamt Baden-Württemberg,3,1958.

MÄUSSNEST,O.: Magnetische Untersuchungen im Gebiet des Schwäbischen Vulkans. Geol.Rd.schau,58,1969.

MING-SHAN SUN: The nature of iddingsite in some basaltic rocks of New Mexico. Am.Min.,42,1957.

MÖHL,H.: Die Basalte der Rauhen Alb. Jh.Ver.vaterl.Nat.kde. i.W.,30,1874.

MUNDRY,E.: Über die Abkühlung magmatischer Körper. Geol.Jb.,85,S.755-766, Hannover 1968.

NEUVONEN,K.J.: Thermochemical investigation of the åkermanite-gehlenite series. Bull.Comm.Géol.Finlande,158,1952.

NEUVONEN,K.J.: On the composition of natural melilites. Bull.Comm.Géol.Finlande,168,1954.

NIGGLI,P.: Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd.I,1923.

NIGGLI,P.: Das Magma und seine Produkte. Tl.1,1937.

NURSE,R.W.& MIDGLEY,H.G.: Studies in the melilite solid solutions. Journ.Iron and Steel Inst.,174,S.121,1953.

OFTEDAHL,C.: On "apoanalcite" and hydronephelite. Norsk.geol.Tidskr.,30,1-4,1952.

OSBORN,E.F.& SCHAIRER,J.F.: The ternary system pseudo-wollastonite-åkermanite-gehlenite. Amer.Journ.Sci.,239,715-763,1941.

PAPENFUSS,K.H.: Das Schlotkonglomerat des Bürzlen bei Eningen u.A., Schwäbische Alb. Jh.Geol.Landesamt Baden-Württemberg,6,1963.

POLDERVAART,A.& HESS,H.H.: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. J.Geol.,59,S.472-489,Chicago 1951.

QUENSTEDT: Epochen der Natur. 1861.

QUENSTEDT: Geologische Ausflüge in Schwaben. 1964.

QUENSTEDT: Begleitworte zum Atlasblatt Urach-Münsingen. 1869.

QUENSTEDT: Begleitworte zum Atlasblatt Blaubeuren. 1872.

REGELMANN,C.: Erdbebenherde und Herdlinien in SW-Deutschland. Jb.Ver.vaterl.Nat.kde.i.W.,63,S.110-176,1907.

REICH,H.: Stratigraphische und tektonische Studien im Uracher Vulkangebiet. Diss.Freiburg,1915.

RITTMANN,A.: Calcolo delle associazione mineralogiche stabile (AMS) nelle rocce ignee.Rapp.tecn.C.N.E.N. (Comit.Nat. Energia Nucleare), Roma (im Druck).

RÖDEL: Die Geologie des Blattes Blaubeuren und der Nordhälfte des Blattes Böhringen. Arb.Geol.Inst.TH Stuttgart, N.F.15,1958.

RÖSLER,G.F.: Beyträge zur Naturgeschichte des Herzogtums Wirtemberg. II.Heft,1790.

SAHAMA,Th.G.: Iron content of melilite. Bull.Comm.Géol.Finlande, 229, Comptes Rendus Soc.Géol.Finl. No.XXXIX, 1967.

SAHAMA,Th.G.: Infrared absorption of melilite. Bull.Comm.Géol. Finlande,229, Comptes Rendus Soc.Géol.Finl.,No.XXXIX,1967.

SAUER,A.: Beschreibung des Oberamts Urach. Stuttgart 1909, Geognostische Beschreibung.

SAUER,A.: Beschreibung des Oberamts Münsingen. Stuttgart 1912, Geognostische Beschreibung.

SIMONEN,A.: On the gradual development of the basaltic parent magma during the course of geological periods. Bull.Comm.Géol.Finlande,140,Comptes Rendus Soc.Géol.Finl. No. XX,17.,1947.

SCHAIRER,J.F.& YODER,H.S.: The join åkermanite ($Ca_2MgSi_2O_7$) Soda Melilite ($NaCaAlSi_2O_7$). Year Book 63, S.89, Carnegie Institution.

SCHMIDT,M.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg. Blatt Metzingen 7421,1937.

SCHNEIDERHÖHN,H.: Der Intrusivkörper unter der Uracher Alb. Jber.Mitt.Oberrh.Geol.Ver.,N.F. 23,1934.

SCHWAB,R.G.: Die Phasenbeziehungen der Pyroxene im System $CaMgSi_2O_6$ - $CaFeSi_2O_6$ - $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$. Fortschr.Miner.,46,S.188-273,1969.

SCHWARZ,H.: Über die Auswürflinge von kristallinen Schiefern und Tiefengesteinen in den Vulkanembryonen der Schwäbischen Alb. Jh.Ver.vaterl.Nat.kde.i.W.,61,1905.

SEEMANN,R.: Geologische Untersuchungen in einigen Maaren der Albhochfläche. Jh.Ver.vaterl.Nat.kde.i.W.,Jg.82, S.81-110,1926.

SEEMANN,R.: Geologische Untersuchungen im Randecker Maar. Jh.Ver.vaterl.Nat.kde.i.W.,90,1934.

SEEMANN,R.: Stratigraphische und allgemein geologische Probleme im obermiozänen SW-Deutschland. N.Jb.f.Min.etc., Beil.Bd.43,Abt.B.

SOELLNER,J.: Über Bergalith, ein neues melilithreiches Ganggestein aus dem Kaiserstuhl. Mitt.bad.geol.Landesanstalt, 7,413-466,1913.

SRIRAMADAS,A.: Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with chemical composition of garnets. Amer.Miner.,42,1957,S.294-298.

STELZNER,A.: Über Melilith und Melilithbasalte. N.Jb.f.Min.etc.,2,1882.

STRECKEISEN,A.: Die Klassifikation der Eruptivgesteine. Geol.Rd.schau,55,S.478-491, Stuttgart 1966.

TRÖGER,W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Tl.1,Bestimmungstabellen,2.Auflage,1956.

TRÖGER,W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Tl.2, Textband, 1967.

VOSSELER,H.: Monographie des Jusiberges. Jh.Ver.vaterl.Nat.kde. i.W.,69,1913,S.209-256.

WAGER,R.: Über die mehrmalige Förderung von Tuffen in den Vulkanen der Mittleren Schwäbischen Alb. Jh.Ver.vaterl.Nat.kde.i.W.,90,1934,S.122-131.

WAGER,R.: Über gangförmiges Auftreten von vulkanischem Material im Urach-Kirchheimer Vulkangebiet. Jh.Ver.vaterl.Nat.kde. i.W.,87,1931.

WAGER,R.: Kugelförmige Absonderung in einem Tuffvorkommen der Mittleren Schwäbischen Alb. Jber.u.Mitt.Oberrh.Geol.Ver., 1933.

WAGNER,G.: Vom Schwäbischen Vulkan. Jh.Ver.vaterl.Nat.kde.i.W., 111,1956.

WALENTA,K.: Die vulkanische Tuffbreccie von Scharnhausen bei Stuttgart. Jber.Mitt.Oberrh.geol.Ver.N.F.42,1960.

WECKHERLIN: Achalm und Mezingen unter Urach. Ein Beytrag zur Topographie und Statistik von Wirtemberg. Tübingen 1790, bei L.FUES.

WEISKIRCHNER,W.: Zur Kenntnis der Olivingruppe. Heidelb.Beitr.Miner.Petr.,3,1952.

WEISKIRCHNER,W.: Der Vulkanismus der Schwäbischen Alb. The Rhinegraben Progress Report, 1967.

WEPFER,E.: Die Tektonik der Erkenbrechtsweiler Halbinsel. (Vortragsreferat), Zeitschr.Deutsch.Geol.Ges.,1926,B.

WINCHELL,H.: Elements of optical mineralogy. Part.II. Descriptions of minerals. 1927.

WINKLER,H.G.F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. 2.Auflage 1967.

WIRTH,E.: Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrung Buttenhausen I Schwäbische Alb. Jber.Mitt.Oberrh.Geol.Ver., N.F.40,1958.

YODER,H.S.& SAHAMA,Th.G.: Olivine X-ray determinative curve. Amer.Miner.42,1957,S.475-491.

YODER,H.S.: Soda Melilite. Year Book 63,S.86-89, Carnegie Institution.

ZWIESELE,H.: Geognost. Führer in die Gegend von Reutlingen. 1897.

A N H A N G

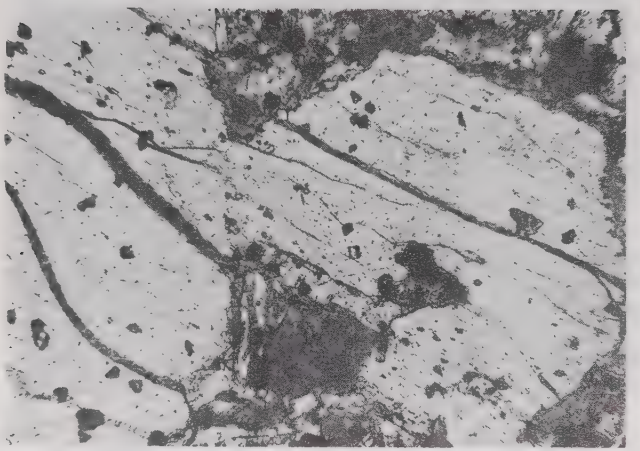


Abb.1: Korrodierter Olivin (hell) mit Biotit (dunkelgrau) in den Zwickeln und am Rand. Nicols +, 170-fach. Am Hofwald.

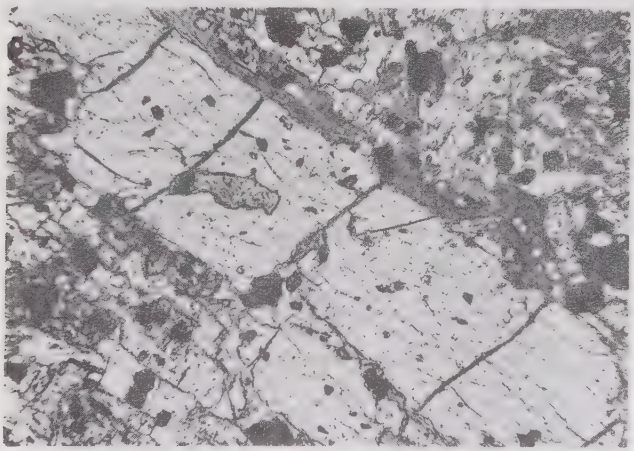


Abb.2: Korrodierter Olivin (hell) mit Biotit (grau) an den Rändern. Nicols -, 170-fach. Am Hofwald

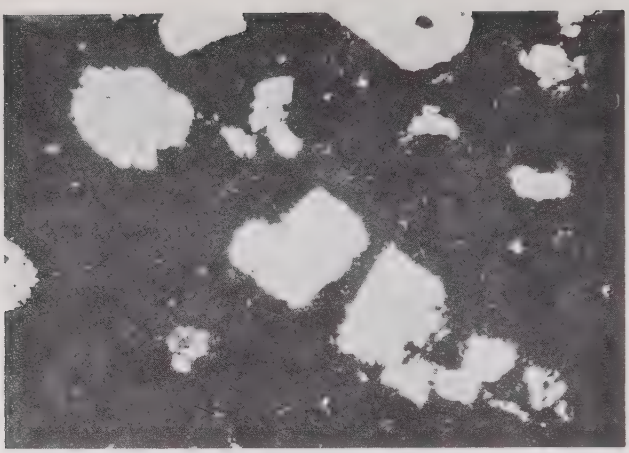


Abb.3: Korrodierter Olivin (hell) in 45°-Stellung. Der Olivin ist in Bruchstücke aufgelöst, die aber noch die frühere optische Orientierung beibehalten haben. Nicols +, 70-fach. Buckleter Kapf.

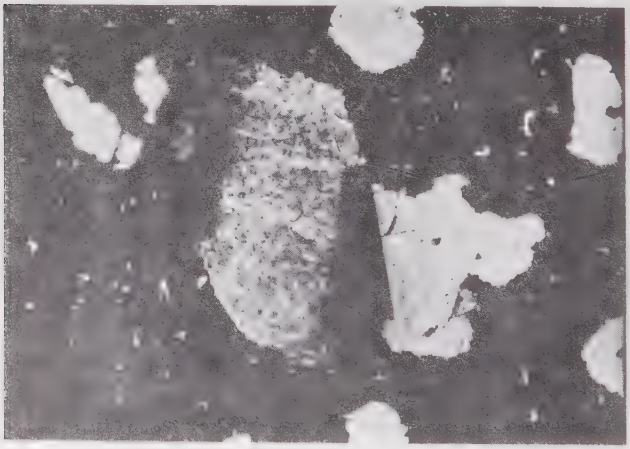


Abb.4: Korrodierter und mechanisch deformierter Olivin. Nicols +, 60-fach. Buckleter Kapf.

Abb.5: Pyroxen-Kumulat mit Glas und Nephelin im Zentrum (schwarz). In der Bildmitte ein Titan-Augit, dessen Kern aus Salit besteht und der randlich in Ägirin-Augit übergeht. Nicols +, 240-fach. Künzenbrühl.

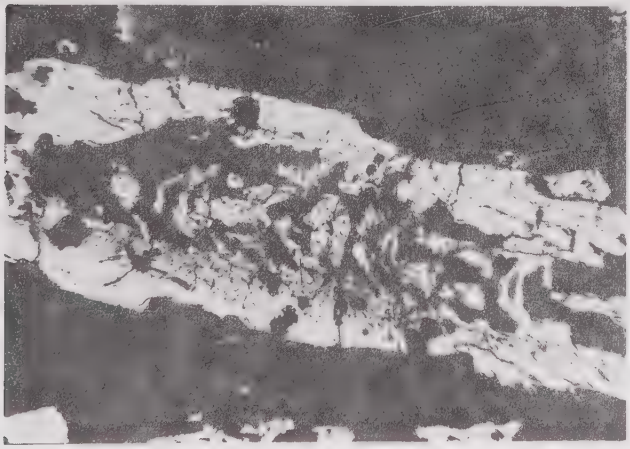


Abb.6: Ätzfiguren an Titan-Augiten. Pyroxen-Nephelinit, Sternberg. Nicols +, 290-fach.

L E B E N S L A U F

Am 15.2.1940 wurde ich, Ulrich Eberhard Sick, als Sohn des Volkschullehrers Alfred Sick und seiner Ehefrau Johanna, geb. Gussmann, in Reutlingen geboren. Besuch der Grundschule in Eningen u.A. von 1946 bis 1950. Besuch des Friedrich-List-Gymnasiums Reutlingen von 1950 bis 1958 und der Christopherus-Schule Altensteig von 1958 bis zum Abitur im Jahre 1961.

Im Winter-Semester 1961/62 begann ich an der Eberhard-Karls-Universität in Tübingen mit dem Studium der Geologie. Nach dem Vordiplom im Jahre 1964 setzte ich das Studium mit dem Hauptfach Mineralogie fort und fertigte unter Leitung von Dozent Dr. W.Weiskirchner eine Diplomarbeit mit dem Titel "Der Phonolith vom Gönnersbohl im Hegau" an.

Nachdem ich im Juli 1967 das Hauptdiplom in Mineralogie mit Erfolg abgelegt hatte, begann ich im November 1967 unter Leitung von Dozent Dr. W.Weiskirchner meine Dissertation "Über Melilith-Nephelinite der Schwäbischen Alb". Die Untersuchungen hierzu schloß ich im Juni 1970 ab.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten Dres.:

Einsele, Lodemann, Schindewolf, Schönenberg (Geologie); Rüdorff (Chemie); Krüger (Physik); v. Engelhardt, G.Müller, Puchelt, Weiskirchner (Mineralogie).